GEOSITI
DEL
FRIULI VENEZIA GIULIA

GEOSITI
DEL FRIULI VENEZIA GIULIA

REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA
direzione centrale ambiente e lavori pubblici
servizio geologico

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI TRIESTE

geositi FVG
i geositi del Friuli Venezia Giulia

GEOSITI DEL FRIULI VENEZIA GIULIA

A cura di:
Franco CUCCHI, Furio FINOCCHIARO
Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine dell'Università degli Studi di Trieste

e di
Giuseppe MUSCIO
Museo Friulano di Storia Naturale di Udine

Coordinamento: **Giorgio LIZZI, Mario RAVALICO e Chiara PIANO**
Servizio Geologico
Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici
Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia

Indice

Il Campanile di Val Montanaia, simbolo del Parco Naturale delle Dolomiti Friulane.

Prefazione

Negli ultimi anni nel mondo scientifico si è notevolmente incrementato l'interesse relativo alla conoscenza del patrimonio geologico e, in generale, quello nei riguardi delle tematiche della "geodiversità".
In tale contesto, in Italia si sta procedendo alla realizzazione del "Repertorio Nazionale dei Geositi" mediante la creazione di un Sistema Informativo Territoriale su base regionale ai fini dell' individuazione, della tutela e della valorizzazione dei geositi stessi.
Le prime attività volte alla realizzazione di un database nazionale dei siti di interesse geologico sono state iniziate nel 2003 dall'APAT, avvalendosi di un gruppo di lavoro ristretto cui ha partecipato anche il Servizio Geologico del Friuli Venezia Giulia.
Sul territorio della Regione Friuli Venezia Giulia sono presenti infatti importanti geositi a valenza sopranazionale (basti ricordare il Campanile di Val Montanaia e la Val Rosandra) e numerosi geositi a valenza nazionale.
Tali singolarità geologiche sono riconosciute a pieno titolo come beni paesaggistico-ambientali e quali patrimonio naturale e culturale.
Pertanto, nell'ambito del più vasto Progetto C.G.T. (Cartografia Geologico-Tecnica Regionale alla scala 1:5000), in circa due anni di lavoro il Servizio Geologico, con il fondamentale supporto scientifico del Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine dell'Università degli Studi di Trieste, ha individuato e perimetrato i geositi esistenti, riportando i dati più significativi in apposite schede con la contestuale formazione del relativo database.
Il presente volume illustra i geositi rilevati avvalendosi di una documentazione fotografica particolarmente ricca e accattivante.
Esso si rivolge ai vari settori della comunità regionale interessati all'argomento: dalle realtà degli enti locali alle istituzioni museali, dal mondo della scuola a quello della ricerca scientifica, ma può costituire anche un utile supporto ad eventuali iniziative turistiche basate su un nuova concezione di utilizzo ecocompatibile del territorio.

Elio De Anna
Assessore Regionale all'Ambiente e ai Lavori Pubblici
Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia

Il Fontanon di Goriuda (Val Raccolana).

Premessa

È dalla fine degli anni '60 del secolo scorso che i problemi ambientali entrano a far parte dei grandi temi della Scienza. Sempre di più gli studiosi cominciano a interessarsi delle relazioni tra ambiente ed attività umane. Oltre che sulle ripercussioni sulla salute dell'uomo, all'inizio gli interessi si sono focalizzati sulle ripercussioni sulla biosfera, sulle associazioni vegetali, sull'estinzione delle specie animali.

Al crescere della sensibilità ambientale si è parallelamente radicata la convinzione che fosse opportuno individuare, proteggere e valorizzare le aree in cui le condizioni dell'ambiente dovevano essere conservate e in cui l'ambiente stesso rappresenta ancora le condizione "ante", cioè quelle presenti prima degli interventi perturbatori delle attività umane. Anche per questi motivi, a partire dagli anni '90 numerose zone della nostra Regione, per rimanere in ambito locale, sono state identificate e tutelate per preservare in qualche maniera la loro biodiversità, simboleggiata dalla presenza di particolari specie vegetali o animali.

Solo recentemente, al concetto di biodiversità si è iniziato ad affiancare quello di geodiversità e si è data la giusta importanza anche agli aspetti prettamente fisici del territorio e alle forme che assume il paesaggio geologico in senso lato. Dagli anni '90 alle rocce che affiorano, ai fossili o ai minerali che esse contengono, all'assetto strutturale e alle forme di paesaggio che le rocce assumono in virtù degli eventi geodinamici e meteorici, viene riconosciuta valenza di pregio scientifico e ambientale da tutelare e far conoscere.

Data la complessità e la sostanziale politematicità delle attività necessarie alla realizzazione del Repertorio Regionale dei geositi del Friuli Venezia Giulia, sono numerose le persone, appartenenti ad Enti diversi, che hanno partecipato, anche se con impegno differenziato, alle attività di riconoscimento, studio e descrizione dei geositi per la redazione delle schede inserite nel Database sui Geositi regionali.

Il Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine dell'Università di Trieste, con il mio coordinamento quale responsabile scientifico della ricerca, si è giovato delle conoscenze acquisite dai proff. Giovanni Battista Carulli, Giovanni Paolo Fanzutti, Furio Finocchiaro, Ruggero Marocco, Maurizio Ponton, Nevio Pugliese, Giorgio Tunis, Luca Zini.

A questi docenti sono stati affiancati un geologo esperto, il dott. Santo Gerdol, ed alcuni giovani geologi: i dott. Billy Figus, Barbara Grillo, Rodolfo Riccamboni e Alessio Mereu.

Il Servizio Geologico ha in varia guisa collaborato con i Direttori succedutisi nel tempo, dott. Tiziano Tirelli e Giorgio Lizzi e i dott. Mario Ravalico e Chiara Piano.

È stato coinvolto fin dall'inizio il Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico Ambientali dell'Università di Bologna nella persona del prof. Corrado Venturini, il cui contributo nella redazione delle schede descrittive dei geositi friulani è stato determinante e col quale hanno collaborato a vario livello i dott. Antonella Astori, Katiuscia Discenza, Claudia Spalletta e il prof. Gian Battista Vai.

Il dott. Alessandro Fontana, del Dipartimento di Geografia G. Morandini dell'Università di Padova ha contribuito nella redazione delle schede descrittive di alcuni geositi di pianura, il dott. Giovanni Monegato del Dipartimento di Georisorse dell'Università di Padova nella redazione di un geosito di pianura.
Essenziale nell'elaborazione delle schede descrittive è stato anche il fattivo contributo offerto dal Museo Friulano di Storia Naturale di Udine, nelle persone dei dott. Giuseppe Muscio e Luca Simonetto con Ivo Pecile, Paolo Maddaleni, Andrea Mocchiutti, Roberto Zucchini, Monica Robazza e Fabio Marco Dalla Vecchia; utile il contributo della dott. Deborah Arbulla del Museo di Storia Naturale di Trieste in merito ai geositi paleontologici.
Hanno contribuito alla raccolta di materiale iconografico e descrittivo i due parchi regionali, il Parco delle Prealpi Giulie e il Parco delle Dolomiti Friulane nelle persone dei direttori dott. Stefano Santi e dott. Graziano Danelin. In particolare si vogliono ricordare i contributi del personale dei due parchi e dei geologi Federico Sgobino e Antonio Cossutta durante i rilevamenti sul terreno.
Le attività di riconoscimento dei geositi, avviate su base bibliografica, sono proseguite attraverso una lunga serie di rilevamenti sul terreno per i controlli e per la predisposizione della scheda informatica descrittiva. Si è così creato un geodatabase dedicato, la cui struttura è compatibile tanto con le esigenze di APAT-ISPRA quanto con quelle del Sistema Informativo Territoriale della Carta Geologico Tecnica della Regione Friuli Venezia Giulia. Di concerto con il Servizio Geologico si è dato corso alla scelta dei geositi e alla stesura di una graduatoria preliminare del significato e della valenza del singolo geosito, all'analisi dei possibili interventi di valorizzazione e di eventuale tutela. Tutti i geositi sono stati "classificati" in aventi valore sopranazionale (una ventina), nazionale (una cinquantina), regionale (ben più di cento), locale (almeno trecento).
Al termine dello studio si è ritenuto utile raccogliere le informazioni in un volume, il cui fine è la sensibilizzazione della popolazione, degli Enti e delle Istituzioni preposti a vario livello al governo del territorio, sulla notevole valenza di questi particolari beni paesaggistico - ambientali, veri e propri elementi del patrimonio naturale e culturale della nostra Regione.
Il volume è opera a molte mani: fra le più operose vanno ricordate, oltre alle mie, in particolare quelle di Furio Finocchiaro e Giuseppe Muscio, che con Santo Gerdol, Barbara Grillo, Billy Figus, Corrado Venturini e Luca Zini, hanno revisionato quanto riportato nelle schede descrittive del Database del Repertorio dei geositi del Friuli Venezia Giulia adattandolo alle esigenze didattiche e descrittive del volume. Nella fase di edizione, Giovanni Battista Carulli ha svolto un'opera di integrazione e revisione dei testi molto importante se non sostanziale.
Va doverosamente ricordata la disponibilità della Casa Editrice Tabacco, che ha consentito l'utilizzo di stralci dalle sue carte topografiche per escursionisti, così come quella della Società Geologica Italiana, dalle cui edizioni sono stati tratti testi, schemi e figure.
È impossibile qui, ma lo si è fatto in altra parte del volume, riportare i nomi di tutti quelli che hanno contribuito ad arricchire la parte iconografica, fornendo gratuitamente le loro immagini.
A Giuseppe Muscio si deve l'impostazione complessiva del volume e la composizione di testi, schemi, figure, immagini, alla quale ha collaborato anche Rodolfo Riccamboni.

Franco Cucchi
Direttore del Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine
dell'Università degli Studi di Trieste

Geositi

Franco Cucchi

Il lago di Cavazzo.

Il termine **geosito** è la forma abbreviata di *sito geologico o sito di interesse geologico*. Sebbene esistano diverse definizioni, la più comune è quella proposta da Wimbledon et al. nel 1996, secondo cui un *geosito può essere qualsiasi località, area o territorio in cui è possibile definire un interesse geologico-geomorfologico per la conservazione*. Questa definizione, dal carattere piuttosto ampio, ha il pregio di eliminare il bisogno di sterili discussioni terminologiche ed è applicata nell'ambito del progetto GEOSITES, avviato nel 1996 dall'International Union of Geological Sciences-IUGS con lo scopo di ottenere una selezione rappresentativa dei geositi di rilevanza internazionale, partendo dalla compilazione di elenchi comparativi regionali e nazionali.

Il Gruppo di lavoro che coordina l'attività di ricerca per i paesi del Nord Europa, ha ulteriormente precisato che un geosito è *un'area o una località che rappresenta in modo esemplare eventi geologici, geomorfologici e regionali; la storia, lo sviluppo e i rapporti geologici, rivestendo la funzione di modelli a livello globale o per un'ampia fascia di territorio*.

Se ne deduce che i geositi sono elementi emergenti in un contesto di particolare diversità (o uniformità) geologica esistenti in un determinato ambito, dove la diversità è definita da molteplici fattori tra cui quelli fisici, morfologici, strutturali e climatici; similmente, il Centro di Documentazione dei Geositi di Genova li interpreta come un elemento di pregio scientifico e ambientale del patrimonio paesaggistico.

I geositi forniscono quindi un contributo indispensabile alla comprensione scientifica della storia del territorio in cui sono inseriti ma rivestono anche una notevole importanza dal punto di vista del paesaggio così come del richiamo culturale, della didattica, della ricreazione, della biodiversità e dell'economia. Con questa consapevolezza, il CDG li definisce anche *beni naturali non rinnovabili che rappresentano una risorsa che va studiata e censita come componente del paesaggio da proteggere e salvaguardare*.

Spesso il termine geotopo viene utilizzato erroneamente come sinonimo di geosito, termine al quale corrisponde solo in parte. Un *geotopo è la più piccola unità spaziale, geograficamente omogenea, contenente una singolarità geologica*. Sulla base di tale presupposto, i geotopi rappresentano quelle parti della geosfera riconoscibili o accessibili sulla superficie terrestre, spazialmente limitati e chiaramente distinguibili dalle zone circostanti in relazione a caratteri e processi geologici e morfologici definiti. In tale contesto, il termine *geotopo* ha un significato del tutto analogo al termine biotopo e similmente può assumere la stessa funzione nella pianificazione territoriale e la protezione della natura.

Nel nostro caso, per praticità di rappresentazione, i geositi sono stati suddivisi secondo cinque categorie:

- *Geositi Puntuali*: il cui areale di affioramento è di norma inferiore all'ettaro.
- *Geositi Areali*: il cui areale di affioramento è di norma superiore all'ettaro.
- *Geositi Lineari*: qualora siano sviluppati prevalentemente in lunghezza e tali da poter esser efficacemente rappresentati da una linea.
- *Geositi Multipli*: nell'ambito di uno stesso geosito areale, vengono fornite più ubicazioni relative a valenze geologiche diverse ma espressione del medesimo interesse scientifico caratterizzante.
- *Geositi Complessi*: nell'ambito del geosito complesso, sono comprese più ubicazioni significative, relative a singoli geositi con interessi scientifici diversi dal principale ma che costituiscono valori aggiunti al geosito complesso (geositi all'interno di un unico geosito).

In questo volume, complessivamente, sono illustrati centottantaquattro geositi, cinque dei quali complessi e che quindi contengono altri geositi. Le schede comprendono una parte descrittiva ed una generale, con le indicazioni della specificità del sito, le sue caratteristiche e come raggiungere l'area. Le mappe inserite sono alla scala 1:25.000 o 1:100.000, in funzione dell'estensione del geosito (in generale le aree montane sono alla scala 1:25.000, quelle di pianura alla scala 1:100.000).

Bibliografia essenziale di carattere generale

AA.VV. (2002) - I geositi, conservazione del patrimonio geologico. Geologia dell'Ambiente, n. 2/2002 (numero speciale), Pubbl. SIGEA, 48 pp.

AA.VV. (2006) - Nomination of the Dolomites for inscription on the World Natural Heritage List UNESCO.

ARNOLDUS-HUYZENDVELD A., GISOTTI G., MASSOLI-NOVELLI R. & ZARLENGA F. (1995) - I beni a carattere geologico: i geotopi. Un approccio culturale al problema. In Geologia Tecnica & Ambientale, Anno IV, 4: 35-47.

BERTACCHINI M., CORATZA P. & PIACENTE S. (2002) - La memoria della terra la terra della memoria. Censimento, valutazione e valorizzazione dei Beni Geologici in Emilia Romagna. CD Servizio Valorizzazione e Tutela Paesaggio, Reg. Emilia Romagna.

BONDESAN A. & LEVORATO C., a cura di (2008) - I geositi della provincia di Venezia. Provincia di Venezia - Servizio Geologico-Difesa del Suolo, Società Italiana di Geologia Ambientale, Venezia, 173 pp.

BRANCUCCI G., BURLANDO M. (2001) - La salvaguardia del patrimonio geologico. Scelta strategica per il territorio. L'esperienza della Liguria. 96 pp., Franco Angeli Editore.

BURLANDO M. (2000) - Geositi ed aree protette. In: Materiale didattico del Corso di aggiornamento professionale "I Geositi: definizione, gestione, tutela", Massoli Novelli R., direttore scientifico, Società Italiana di Geologia Ambientale (SIGEA), Roma, 12-13 ottobre 2000, 1-31.

CARTON A., CAVALLIN A., FRANCAVILLA F., MANTOVANI F., PANIZZA M., PELLEGRINI G.B. & TELLINI C. [con la collaborazione di BINI A., CASTALDINI D., GIORNI G., FLORIS B., MARCHETTI M., SOLDATI M. & SURIAN N.] (1994) - Ricerche ambientali per l'individuazione e la valutazione dei beni geomorfologici. Metodi ed esempi. Il Quaternario. Italian Journal of Quaternary Sciences, 7(1): 365-372.

CLEAL C.J., THOMAS B.A., BEVINS R.E., & WIMBLEDON W.A.P., (1999) - GEOSITES - an international geoconservation initiative. Geol. Today, 15, 64-68.

COSTANTINI E. A.C., L'ABATE G., BINI C. & NAPOLI R. (2002) - Il suolo come geosito: elementi, metodi ed esempi per la sua valutazione. Centro Documentazione Geositi.

CRESTA S., FATTORI C., MANCINELLA D., & BASILICI S, a cura di, (2005) - La Geodiversità del Lazio. Geositi e conservazione nel sistema delle aree protette. Regione Lazio - Assessorato all'Ambiente e Cooperazione tra i Popoli, Direzione Ambiente e Protezione Civile, Agenzia Regionale Parchi, 198 pp.

D'ANDREA M., LISI A. & MEZZETTI T., a cura di, (2006) - Patrimonio geologico e geodiversità. Esperienze ed attività del Servizio Geologico d'Italia all 'APAT, Rapporti 5 1/2005, APAT.

LISI A., BRANCUCCI G., D'ANDREA M. & CRESTA S. (2005) - Geositi e Geodiversità: framework per una cartografia di prima attenzione dei siti di interesse geologico in Italia. In: La Geodiversità del Lazio. Geositi e conservazione nel sistema delle aree protette. CRESTA S., FATTORI C., MANCINELLA D., & BASILICI S. (a cura di), Regione Lazio - Assessorato all'Ambiente e Cooperazione tra i Popoli, Direzione Ambiente e Protezione Civile, Agenzia Regionale Parchi, 3-8.

MASSOLI-NOVELLI R. (2001) - Inventari di geositi in Italia: stato dell'arte. Geologia dell'Ambiente, 1, SIGEA, Roma, 10-13.

MASSOLI-NOVELLI R. (2003) - Geositi, geoturismo e sviluppo sostenibile. Geologia dell'Ambiente, n. 1/2003 Pubbl. SIGEA

MORTARA G. & GIARDINO M., a cura di, (2004) - I geositi nel paesaggio della Provincia di Torino: luoghi e percorsi della conoscenza sul patrimonio geologico e geomorfologico da salvagurdare. Provincia di Torino. CNR Consiglio Nazionale delle Ricerche, Università degli Studi di Torino, cofanetto 3 vol.

PANIZZA M. & PIACENTE S. (2002) - Geositi nel paesaggio italiano: ricerca, valutazione e valorizzazione. Un progetto di ricerca per una nuova cultura geologica. Geologia dell'Ambiente, 2: 3-4.

PANIZZA M., a cura di (2007) - Geologia e turismo. Beni geologici e geodiversità. Atti del terzo congresso nazionale. Bologna 1-2-3 marzo 2007 - Oratorio S. Filippo Neri. Regione Emilia-Romagna - Assessorato Sicurezza Territoriale - Difesa del Suolo e della Costa - Protezione Civile, Associazione Italiana di Geologia e Turismo, 463 pp.

PIGNONE R., a cura di (2007) - Il paesaggio geologico dell'Emilia Romagna. Carta alla scala 1:25 000 Servizio geologico sismico e dei suoli, Reg. Emilia Romagna.

POLI G., a cura di, (1999) - Geositi. Testimoni del tempo. Fondamenti per la conservazione del patrimonio geologico. Regione Emilia-Romagna, Servizio Paesaggio, Parchi e Patrimonio Naturale, Edizioni Pendragon Bologna, 259 pp.

REGIONE EMILIA-ROMAGNA - SERVIZIO GEOLOGICO, SISMICO E DEI SUOLI, a cura di, (2007) - Linee guida per la definizione e la schedatura delle aree. Corso breve "Rilevamento, schedatura e valorizzazione del patrimonio geologico", Regione Emilia-Romagna - Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, APAT - Dipartimento Difesa della Natura. Il mese delle Scienze della Terra, Sasso Marconi, 13 ottobre 2007.

REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA (1993) - La tutela del paesaggio nel Friuli Venezia Giulia, Vol. 1. Direzione Reg. Pianificazione Territoriale. Tipografia Missio, Udine

REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA (2005) - Aree Naturali Protette nel Friuli Venezia Giulia. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia - Direzione Centrale Risorse Agricole, Naturali, Forestali e Montagna, 256 pp.

STRASSER A. HEITZMANN P., JORDAN A., STURM B., VOGEL A. & WEIDMANN M. (1995) - Geotopi e protezione di oggetti relativi alle scienze della terra in Svizzera: un rapporto di strategia. Gruppo di lavoro Protezione dei geotopi in Svizzera, Fribourg.

VENTURINI C., DISCENZA K. & GARUTI D. (2004) - The drafting project of a composite geosite: the Sutrio palaeolake (Carnic Alps). In: G. Pasquarè & C. Venturini (Eds.), Mapping Geology in Italy, Mapping Geology in Italy, Apat-Servizio geologico d'Italia, IGC Firenze 2004, 311-320, Selca, Firenze.

WIMBLEDON W.A.P., ANDERSEN S., CLEAL C.J., CLOWIE J.W., ERIK-STAD L., GONGGRIJP G.P., JOHANSSON C.E., KARIS L.O. & SUOMINEN V. (1996) - Geological World Heritage: GEOSITES - a global site inventory to enable prioritisation for conservation. IInd International Symposium on Conservation of our Geological Heritage, Mem. Serv. Geol. It.

Introduzione ai geositi della Regione

Corrado Venturini

Cima Ombladet: il netto contrasto fra i calcari massicci del Devoniano (chiari) e la Fm. del Hochwipfel (scura ed inerbita).

Il territorio del Friuli Venezia Giulia può essere a ragione definito - con la classica frase di Ippolito Nievo - un "piccolo compendio dell'Universo". Questo è vero anche dal punto di vista prettamente geologico, in quanto la Regione riesce a racchiudere, nel suo limitato perimetro, una serie di spettacolari evidenze geologiche e geomorfologiche distribuite in un intervallo di tempo lungo quasi mezzo miliardo di anni.

Sono evidenze capaci di coprire concettualmente molti dei principali argomenti delle Scienze della Terra, con indubbie ricadute didattiche e divulgative. Espressioni concrete di tali valenze sono i geositi, intesi come singole porzioni di territorio che conservano e propongono in modo chiaro e affascinante alcuni caratteri geologici *s.l.* degni d'essere valorizzati, divulgati e tutelati in quanto espressioni di un particolare istante evolutivo.

Per tale ragione i geositi sono parte integrante del patrimonio culturale e naturalistico regionale. La ragione dell'alta concentrazione di geositi in ambito regionale va cercata nelle particolarità geologiche che caratterizzano il Friuli Venezia Giulia. Prima fra tutte la sua varia e multiforme successione rocciosa: una pila di strati sedimentari, e in minima parte vulcanici, che si è accumulata durante gli ultimi 460 milioni di anni. Occorre ricordare che le rocce sedimentarie più antiche di tutta la penisola italiana (Ordoviciano superiore - Carbonifero inferiore) e per di più estremamente ricche in resti fossili, si trovano proprio lungo le Alpi Carniche delle quali formano l'ossatura portante.

Dal lontano Ordoviciano le rocce del Friuli hanno cominciato ad archiviare in perfetto ordine, come in una sorta di enorme album fotografico, una serie infinita di dati ambientali: i cambiamenti climatici, le variazioni del livello marino, i sollevamenti e abbassamenti del territorio, unitamente all'evoluzione degli organismi i quali, lentamente ma inesorabilmente, si modificavano e diffondevano, colonizzando i mutevoli ambienti di quello che, col trascorrere del tempo geologico, si sarebbe infine trasformato nell'odierno territorio regionale.

La pila di strati che, uno sull'altro, hanno formato un gigantesco archivio tridimensionale "sempre aperto al pubblico", ha finito per raggiungere i 15 km di spessore! Sono strati di sedimenti e rocce che non solo racchiudono la testimonianza delle deposizioni passate, prossime e remote, ma anche che conservano - con altrettanta perfezione - la memoria delle deformazioni subite durante il trascorrere del tempo.

A causa delle compressioni orogenetiche l'ordinato album fotografico è stato più volte sezionato, mescolato e trasposto; le sue pagine smembrate sono state sovente inclinate e piegate, ma mai distrutte o private del proprio contenuto originario.

Le pareti meridionali del Monte Cogliàns, modellate nei calcari devoniani.

È compito del geologo sistemare nel giusto ordine temporale e nella loro corretta posizione iniziale tutte le singole pagine del gigantesco album, azzerando idealmente le deformazioni subite.

La stessa infinita pila di strati può dunque essere letta in due modi differenti: osservando e interpretando i caratteri interni dei singoli pacchi di sedimenti e delle più rare colate laviche, alla ricerca del come "si è formata" ma anche, in aggiunta, valutando le geometrie di deformazione prodotte dalle compressioni orogenetiche che hanno piegato e affastellato tra loro porzioni grandi e piccole di quell'immenso volume pietrificato, alla scoperta del come "si è deformata". A questo si aggiunge un'ultima serie di evidenze, generate in tempi geologicamente recenti (negli ultimi milioni di anni, ieri in geologia!) e in grado di raccontarci come la successione di sedimenti e rocce infine "si è modellata", dando al territorio la forma che conosciamo. Tutto questo attraverso il succedersi di erosioni (torrenti e fiumi), esarazioni (ghiacciai) e dissoluzioni (acque sotterrane e superficiali).

Da questi processi sono parallelamente scaturiti nuovi trasporti, sedimentazioni e accumuli di particelle, sabbie, ciottoli, blocchi, nonché depositi e incrostazioni spettacolari. Tutto ciò ha prodotto sul territorio evidenze leggibili in modo chiaro e diretto, valorizzabili in geositi d'estremo interesse.

Geositi intesi dunque come eclatanti tappe evolutive il cui contenuto e significato è qui illustrato e mediato attraverso immagini, ricostruzioni e disegni realizzati a supporto di testi che, nelle intenzioni, si rivolgono sempre ad un pubblico di non esperti. Geositi per incuriosire, coinvolgere e affascinare. Geositi per imparare ad osservare in modo differente e nuovo quanto di più antico il territorio ci tramanda attraverso il tempo nel suo museo perpetuo sempre accessibile al pubblico. E infine geositi per incrementare la valenza del territorio stesso e stimolare, quale ricaduta indiretta, il generale rispetto e la costante tutela per l'ambiente, ricordando che quando qualcosa si capisce e comprende è più facile da apprezzare e, di conseguenza, da tutelare affinché continui a esistere.

Verrà un giorno, forse non troppo lontano, in cui anche uno spettacolare costone roccioso stratificato, un tipo particolare di erosione, una forra, un alveo fluviale, un ventaglio di alluvioni, sarà ammirato nello stesso modo in cui oggi si apprezzano i templi di Paestum, una scultura rinascimentale o un ponte di 3 km a campata unica. Come di fronte alle opere d'arte o a quelle dell'ingegno umano, il cui fascino estetico è capace di stimolare nell'osservatore anche la ricerca di risposte, così, di fronte ai multiformi caratteri e aspetti di una successione rocciosa o di una peculiare morfologia, la ricerca di notizie sul significato, sulla genesi e sull'evoluzione, potrà diventare la logica conseguenza.

Con una dose di indispensabile speranza, ottimismo e, spero, lungimiranza, vedo col tempo il territorio trasformarsi in un museo a cielo aperto; arricchirsi di informazioni e schemi comprensibili al grande pubblico, capaci di informare in modo chiaro e non farraginoso, di educare senza annoiare, di farsi leggere e non solo guardare.

Tutto questo per coinvolgervi ed appassionarvi attraverso il sottile fascino della conoscenza.

Geologia e geomorfologia della Regione

Franco Cucchi

Carsismo superficiale sul Monte Cjastelat; sullo sfondo la catena del Monte Fratte-Resettum.

Le caratteristiche geologiche e geomorfologiche della nostra Regione sono descritte in numerose opere, alcune delle quali vere pietre miliari della geologia regionale legate agli scritti di Alvise Comel, Carlo D'Ambrosi, Ardito Desio, Egidio Feruglio, Michele Gortani, Olinto Marinelli, Bruno Martinis, Giulio Andrea Pirona, Raimondo Selli, Torquato Taramelli.

Le righe che seguono, sono un compendio delle conoscenze acquisite nel tempo dai vari studiosi e sono redatte tenendo conto in particolare di quanto riportato in "Gli aspetti fisici del territorio regionale, elementi e metodologie per gli strumenti di pianificazione", studio elaborato nel 1996 da A. Brambati, G.B. Carulli, F. Cucchi, F. Giorgetti, R. Marocco, R. Onofri, S. Stefanini, F. Ulcigrai dell'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università degli Studi di Trieste, per conto della Direzione regionale della Pianificazione territoriale.

Il Friuli Venezia Giulia è geograficamente limitato a nord dalle Alpi Carniche e dalle Alpi Giulie, ad ovest dalla Pianura Veneta, a sud dal Mare Adriatico e ad est dalle propaggini occidentali della penisola balcanica. Il territorio è molto articolato e vi si possono riconoscere diverse grandi unità fisiografiche, disposte lungo fasce grosso modo orientate secondo est-ovest, e identificare un settore montano, uno collinare, la pianura, la zona costiera e lagunare e, all'estremità sud-orientale, il Carso.

Le zone definibili come montane, cioè con un'altimetria superiore ai 600 m s.l.m., rappresentano il 42,5% dell'intera superficie regionale e ne occupano la parte settentrionale, costituendo un grande arco montuoso compreso tra l'altopiano del Cansiglio ad ovest e quello del Carso ad est.

Tradizionalmente distinte in Alpi e Prealpi, si distinguono in differenti sezioni:

- le Alpi Carniche e le Alpi Giulie, separate da una linea ideale grosso modo corrispondente, da nord a sud, alla bassa valle del Fella fino alla sua confluenza con il Tagliamento;
- le Prealpi Carniche e le Prealpi Giulie, separate dal Tagliamento.

Il versante meridionale della catena delle Alpi Carniche si presenta orograficamente più elevato e complesso di quello settentrionale che in territorio austriaco degrada abbastanza regolarmente verso l'ampia valle del fiume Gail. Un importante elemento morfologico è il solco longitudinale ovest-est che va dalla Forcella Lavardet alla Sella di Camporosso, attraverso le valli Pesarina, Valcalda, Pontaiba, Pontebbana e la Valcanale. Alla confluenza con alcune valli trasversali, quali quelle dei torrenti Degano, Bût e

La suddivisione geografica della nostra regione, secondo lo schema proposto da Marinelli e Gortani.

Chiarsò, si sono formate ampie conche come quelle degli insediamenti di Comeglians, Paluzza e Paularo. Il solco suddivide le Alpi Carniche in una parte settentrionale, costituita dalla Catena Carnica e dalle Dolomiti Pesarine, ed in una parte meridionale, costituita dalle Alpi Tolmezzine. Nella Catena Carnica si apre un importante passo alpino, il Passo di Monte Croce Carnico, e vi è compresa la vetta più alta della Regione, il Monte Cogliàns che raggiunge i 2780 m di quota.

Le Alpi Giulie costituiscono la parte più orientale della catena alpina, dalla valle del fiume Fella a quella del Sava, ma solo una piccola parte del settore occidentale resta compresa in territorio italiano con i gruppi dei Monti Mangart, Jôf Fuart, Jôf di Montasio e Canin.

Le Prealpi Carniche costituiscono i due terzi di tutto il settore prealpino della regione, sono caratterizzate da rilievi che possono anche raggiungere quote considerevoli, come la Cima dei Preti (2703 m) nel Gruppo del Duranno. I corsi d'acqua che scendono dal settore alpino solcano le prealpi definendo tre settori: quello occidentale, costituito dal Gruppo del Monte Cavallo e dall'Altopiano del Cansiglio, quello centrale, con le Prealpi di Claut e di Tramonti e quello orientale con le Prealpi dell'Arzino e di Cavazzo.

Le Prealpi Giulie si estendono tra i fiumi Tagliamento ed Isonzo e raggiungono le massime quote con il Monte Plauris (1958 m) e il Monte Matajur (1641 m).

Le zone collinari (quelle a quota inferiore ai 600 m) sono rappresentate da alcune colline isolate, come il Monte di Ragogna, o progressivamente degradanti verso la pianura, come il Collio il cui apparato collinare è peraltro tradizionalmente compreso nelle Prealpi Giulie.

Una zona prettamente collinare è inoltre quella costituita dal cosiddetto "Anfiteatro morenico del Tagliamento" costituito da diversi archi morenici frontali con concavità a settentrione, connessi con le fasi di ritiro del ghiacciaio quaternario tilaventino. Le cerchie separate da articolate depressioni, sono fondamentalmente tre: la più esterna è la meglio conservata e si estende da Ragogna a Qualso, attraverso le colline di San Daniele, Fagagna, Moruzzo, Brazzacco, Tricesimo. A nord delle cerchie moreniche si estende una ampio tratto pianeggiante, il Campo di Osoppo-Gemona, sede di un antico lago periglaciale sepolto dalle alluvioni più recenti.

Limitata a nord dalle Prealpi e dalle colline dell'Anfiteatro morenico, la Pianura Friulana si estende tra i fiumi Livenza e Isonzo e costituisce la prosecuzione orientale della Pianura Veneta. Il terreno degrada verso il mare dai 300 m della zona pedemontana compresa tra i fiumi Cellina e Meduna ed i 150 metri dell'anfiteatro.

Apparentemente omogenea la pianura presenta caratteristiche diverse dal punto di vista della granulometria dei materiali alluvionali e dell'idrologia: si distingue una parte più settentrionale (Alta Pianura Friulana) ed una meridionale (Bassa Pianura Friulana) separate geograficamente dalla "Linea delle risorgive". La morfologia della parte occidentale dell'Alta Pianura è dolcemente movimentata da alcuni grandi conoidi (i più importanti quelli dei torrenti Cellina e Meduna), localmente terrazzati.

Nell'Alta Pianura orientale l'uniformità morfologica è interrotta da modesti rilievi isolati (Colli di Udine, Pozzuolo, Orgnano) o collegati con le Prealpi (Colli di Buttrio, Rosazzo, Medea, Monte Quarin).

Il litorale della Regione è costituito dalle coste alte della Penisola istriana, dalle falesie sottostanti l'altopiano carsico e da coste basse, definite da una successione di delta e lagune connesse alla piana alluvionale costruita dai principali fiumi veneto-friulani e, in particolare, dall'Isonzo e dal Tagliamento. Nel settore centrale dell'arco costiero si sviluppano quindi spiagge sabbiose talora associate a cordoni litorali, come quelli che separano le lagune di Marano e di Grado dal mare.

Tra i delta dell'Isonzo e del Tagliamento si estende il complesso lagunare di Marano e Grado, su di un'area di circa 16.000 ettari, per una lunghezza di 32 km circa e per una larghezza media intorno a 5 km, definito verso mare da un cordone di banchi di sabbia di formazione recentissima e dai rilievi dunosi del vecchio cordone litorale della Laguna di Marano.

Oggi le lagune sono state fissate con arginature al margine interno e con dighe sui cordoni litorali; le bocche lagunari rimaste sono regimate con opere idrauliche. Bocche e canali lagunari vengono continuamente dragati o risagomati in funzione delle nuove esigenze. Tutte queste opere hanno modificato notevolmente gli antichi spazi lagunari privandoli di un'evoluzione naturale e riducendoli ad un'evoluzione controllata dall'uomo.

Elementi di geologia e geomorfologia

I rilievi della Regione Friuli Venezia Giulia appartengono per la quasi totalità al Sudalpino, una delle grandi unità strutturali in cui può essere suddivisa l'intera catena delle Alpi il cui settore orientale (per restare nei limiti regionali) si estende a sud della valle austriaca della Gail, espressione morfologica di una importantissima struttura tettonica di importanza sovra regionale. Solo la porzione sud-orientale della Regione rientra nel settore di catena delle Dinaridi esterne.

Nel territorio regionale sono presenti in affioramento rocce appartenenti ad una successione stratigrafica rappresentativa dell'arco di tempo che va da 460 milioni di anni fa ad oggi.

I terreni più antichi, risalenti all'Ordoviciano inferiore (Paleozoico), affiorano nella Catena Carnica mentre, in sequenza quasi continua procedendo verso sud (anche se non regolare a causa dei disturbi tettonici) si rinvengono quasi tutti i terreni rappresentativi dell'intera scala dei tempi geologici fino ai depositi attuali. Questa sequenza di terreni, immaginati idealmente sovrapposti con regolarità l'uno sull'altro, porta ad una affascinante colonna stratigrafica spessa oltre 15.000 metri nella quale è contenuta l'intera storia geologica della regione.

Le rocce rappresentate sono essenzialmente sedimentarie essendo nettamente subordinati i prodotti delle manifestazioni effusive (testimoniati da lembi ridotti di vulcaniti

Affioramento delle Torbiditi d'Aupa.

e vulcanoclastiti carbonifere e medio triassiche) e le risultanze di azioni metamorfiche di grado non elevato interessanti solo alcune formazioni paleozoiche. Totalmente assenti sono le rocce intrusive.

Tra i depositi sedimentari dominano le rocce terrigene (arenarie, argilliti, siltiti, conglomerati, brecce) e le rocce carbonatiche (calcari e dolomie); subordinate, anche se diffuse in fasce locali, sono le rocce evaporitiche (gessi, brecce dolomitiche, dolomie cariate, ecc.).

Caratteristica del territorio regionale e conseguenza del suo assetto strutturale, è la distribuzione di queste rocce secondo fasce allungate, a grandi linee, in senso longitudinale e di età via via più recente, sempre a grandi linee, procedendo verso sud. Si assiste pertanto ad una relativa continuità litologica di terreni abbastanza coevi in direzione E-W, mentre i terreni più antichi sono diffusi a nord, nella Catena Carnica, e quelli più recenti nelle fasce collinari pedemontane per giungere ai depositi quaternari della Pianura Friulana.

Al di là della schematica semplificazione geografica resta la complessità cronostratigrafica, litologica e strutturale della geologia della Regione in cui si riconoscono diverse "unità geologico-orografiche", ciascuna con la propria caratterizzazione geografica, a conferma dell'influenza determinante che la litologia e la tettonica hanno sulla morfologia di un territorio.

Sezione di nummulite nelle calcareniti eoceniche.

In superficie, le rocce, la cui distribuzione ed il cui assetto spaziale dipendono dalle caratteristiche geologiche, subiscono l'attacco disgregativo delle acque superficiali favorito dalle caratteristiche climatiche: le forme di rilievo sono il risultato dell'erosione selettiva così come le forme di pianura sono il risultato dell'accumulo dei materiali strappati ai rilievi. Il tutto in continua evoluzione, così come in continua evoluzione sono, per fatti geologici, la crosta e, per fatti globali, il clima.

La Regione Friuli Venezia Giulia anche in questo si esprime in maniera didattica: rilievi, valli, depressioni, pianure, lagune, hanno morfologie intimamente legate alla geologia ed all'evoluzione geodinamica. La varietà delle litologie, le numerose strutture tettoniche ed in particolare l'elevata dinamicità geologica della nostra Regione imprimono alle diverse morfologie un carattere di estrema "giovinezza", che contribuisce a rendere ancora più peculiare il territorio

Se viene ovvio dividere il territorio regionale in una parte arealmente minore di pianura ed in una parte interessata da rilievi, analizzando la forma della pianura e la distribuzione dei rilievi si intravedono numerosi "allineamenti", cioè segmenti o deboli archi che con una certa continuità caratterizzano tratti del territorio.

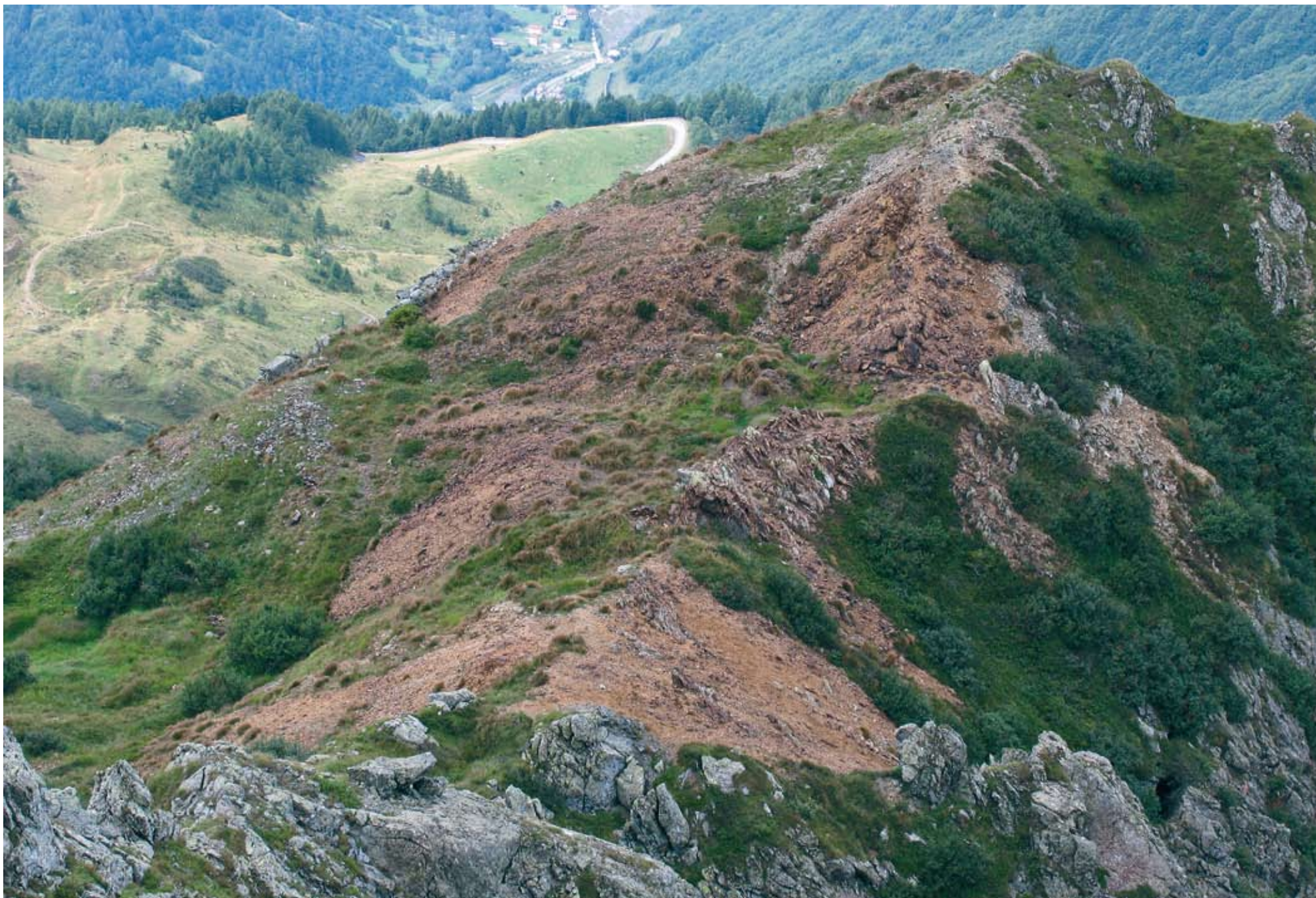
A monte, lungo il confine con l'Austria fino all'allineamento Barcis-Gemona, i rilievi e le valli maggiori sono orientati N-S, mentre nelle fasce prospicienti la pianura si adattano a seguirne i lati, con andamento SW-NE a occidente, NW-SE ad oriente.

Brevi lineazioni perpendicolari a queste tre direzioni movimentano a loro volta gli allineamenti maggiori, interrompendoli o secandoli.

Il reticolo fluviale che ne deriva è intuitivamente condizionato da fattori che non possono essere che geologici, l'asprezza o la morbidezza dei rilievi sono, forse non altrettanto intuitivamente, condizionate dalle caratteristiche delle rocce e dalla geodinamicità del territorio.

Nel tempo gli agenti morfogenetici (essenzialmente l'acqua sotto forma di ghiaccio, neve, acqua di ruscellamento superficiale, moto ondoso; subordinatamente il vento) scavano, erodono, abradono, esarano, scalzano, dissolvono, quanto viene geodinamicamente deformato ed innalzato in superficie; trasportano, depositano, ri-erodono, ri-depositano, il materiale movimentato, generando tutte le possibili forme in negativo (versanti, valli, conche, altopiani, doline, polje,…) ed in positivo (depositi detritici, alluvionali, glaciali, marini, eolici, concrezionari,…).

Il tutto non in modo casuale ma condizionato, in grande ed in piccolo, dalla geologia, cioè dalla resistenza delle rocce alla disgregazione e movimentazione (erodibilità più o meno elevata), dalla geometria delle superfici di discontinuità (piani di strato, di frattura, di faglia), dagli altri fattori geologici.

Il tutto in modo da creare innumerevoli geositi, aree o località che rappresentano in modo esemplare eventi geologici e geomorfologici, rivestendo la funzione di modelli della storia, dello sviluppo e dei rapporti geologici per ampie fasce di territorio regionale o a livello globale.

La Creta di Mezzodì: esteso affioramento di vulcaniti carbonifere alterate; sullo sfondo l'abitato di Timau.

Era	Periodo	Epoca	Milioni di anni
NEOZOICA O QUATERNARIA		OLOCENE	0,01
		PLEISTOCENE	1,8
CENOZOICA O TERZIARIA	NEOGENE	PLIOCENE	5
		MIOCENE	23
	PALEOGENE	OLIGOCENE	34
		EOCENE	56
		PELEOCENE	65
MESOZOICA O SECONDARIA	CRETACICO		145
	GIURASSICO		200
	TRIASSICO		250
PALEOZOICA O PRIMARIA	PERMIANO		300
	CARBONIFERO		360
	DEVONIANO		416
	SILURIANO		444
	ORDOVICIANO		488
	CAMBRIANO		542
PRECAMBRIANO O ARCHEOZOICO	PROTEROZOICO	Il Precambriano comprende circa l'87% della scala dei tempi geologici	2.600
	ARCHEANO		4.750

Epoche	Suddivisioni informali	Crono zone	Date convenzionali anni 14C BP	Date calibrate anni a.C.	Divisioni informali
OLOCENE	SUPERIORE – 1850 d.C. Piccola Età Glaciale 1500 d.C.	Sub-atlantico	1000, 2000, 2500	2467-2728	
	NEO GLACIALE – 2800 BP ca	Sub-boreale	3000, 4000, 5000	5657-5856	
	MEDIO – IPSITERMICO	Atlantico	6000, 7000, 8000	8672-8981	
	INFERIORE – 8000 BP ca	Boreale	9000	9944-10.004	
		Pre-boreale	10.000	11.008-11.587	
PLEISTOCENE WURM = WISCONSIN = WEICHSCEL	TARDIGLACIALE	Dryas Recente (III)	11.000	12.847-12.985	post-LGM (postglaciale)
		Allerod	12.000	13.866-14.126	
		Dryas II			
		Bolling	13.000	15.280-15.573	
		Dryas I	(15.000)		cataglaciale
	INTERSTADIALE TARDIGLACIALE				
	ULTIMO MASSIMO GLACIALE (LGM)		(18.000) (25.000)		pleni glaciale
					pre-LGM

Scala schematica dei tempi geologici (a sinistra) con (a destra) lo schema cronostratigrafico del tardo Pleistocene ed Olocene (modificato da Fontana, 2006).

La successione sedimentaria regionale

La successione sedimentaria regionale è stata recentemente accuratamente descritta da G.B. Carulli nelle Note Illustrative alla sua Carta Geologica della Regione Friuli Venezia Giulia alla scala 1:150.000 redatta nel 2006 per conto del Servizio Geologico regionale. È a queste Note e a quanto a suo tempo elaborato in "Gli aspetti fisici del territorio regionale, elementi e metodologie per gli strumenti di pianificazione" che si fa riferimento nelle brevi note descrittive che seguono.

La Catena Carnica

È il settore di dominio delle rocce paleozoiche, da cui anche il nome di Catena Paleocarnica, che vedono il termine più antico nelle arenarie e peliti ordoviciane (Formazione dell'Uqua), di mare poco profondo, affioranti a nord di Ugovizza, alla Creta di Collinetta e a nord di Paularo. Seguono, nel Devoniano, con fenomeni di transizione, lunghi periodi con prevalente costruzione di piattaforme carbonatiche organogene oggi ben conservate nei gruppi del Volaia, Cogliàns, Pizzo di Timau, Cavallo di Pontebba, ecc.

La crescita di tali piattaforme viene troncata da moti tettonici distensivi che portano allo sprofondamento di queste scogliere. Nel Carbonifero medio si assiste ad una rapida e generalizzata avanzata del mare nel quale, con il contributo di frane sottomarine e di correnti di torbida che inglobano lembi di colate vulcaniche, si depositano argilliti, arenarie e siltiti bruno-nerastre (Formazioni del Hochwipfel e del Dimòn), oggi ampiamente diffuse a costituire i dolci rilievi con estesa copertura prativa fra Forni Avoltri e Paularo.

Dopo alterne vicende di ritiri ed avanzate del mare nonché di variazioni della profondità, con il Carbonifero superiore la Catena Carnica emerge e dal suo smantellamento ha origine il deposito di sedimenti clastici ben rappresentati nell'area di Pramollo. Dopo una locale tendenza all'abbassamento nel Permiano inferiore, con deposizione di prevalenti scogliere (Creta d'Aip), nel Permiano medio e superiore l'area carnica è in sollevamento. All'ambiente marino si sostituisce quello continentale con la deposizione delle arenarie rosse (Arenaria di Val Gardena) affioranti per lo più sul fondo delle valli Pesarina, Calda e Pontaiba. La presenza di rocce evaporitiche sovrastanti rappresenta il primo episodio di un mare sottile, in intensa evaporazione in corrispondenza di bacini lagunari isolati, durante una nuova fase di invasione delle terre emerse.

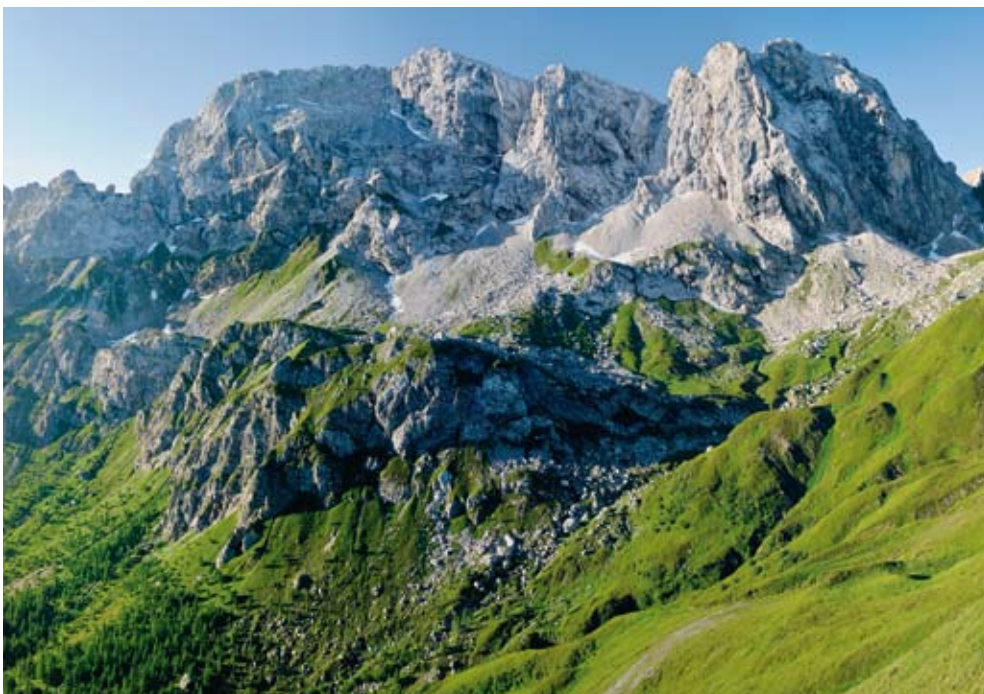
Le Alpi Tolmezzine (o Alpi Carniche meridionali)

Rappresentano il dominio dei sedimenti mesozoici, triassici in particolare, con grande sviluppo di rocce clastiche, calcareo-marnose e calcareo-dolomitiche, fino a franche dolomie, sovrapposte ad un substrato tardo-paleozoico localmente affiorante, specie a nord, sui fondi vallivi dove è stato messo in luce dall'erosione.

L'avanzata progressiva del mare permiano dà luogo, nel tempo, a brecce dolomitiche cariate ed a calcari neri (Formazione a Bellerophon) sui quali si depositano alternanze di calcari, marne e, specie in ultimo, arenarie e siltiti dal tipico colore violetto e giallo-verda-

stro (Formazione di Werfen) a dimostrazione della conquista generalizzata dell'ambiente marino. In queste rocce sono i dolci rilievi, sedi di pascoli, a nord di Sauris, al Col Gentile, alla base dei Monti Arvenis e Tersadia.

La tendenza al colmamento dell'ampio bacino marino per gli abbondanti apporti detritici e un generale sollevamento portano nel Triassico medio a condizioni di mare basso con formazione di piattaforme carbonatiche subsidenti piatte ed estese (Formazioni del Serla e dello Schlern). La loro crescita è variamente interrotta o da locali emersioni o da approfondimenti del mare con conseguenti depositi di bacino (arenarie, calcari silicei, marne delle Formazioni di Buchenstein e Wengen) sul cui fondo si manifesta una limitata attività vulcanica (pietre verdi). I resti di queste piattaforme, in calcari dolomitici e dolomie, sono rappresentati dai gruppi del Monte Bivera, del Tinisa e, in genere, dalla maggior parte dei rilievi a morfologia più aspra che si estendono in sinistra Tagliamento da Ampezzo a Tolmezzo.

Dopo ulteriori approfondimenti del mare nel Carnico, con depositi di calcari neri, arenarie rosse, siltiti policrome con forti differenziazioni di facies anche coeve, si ha una tendenza al colmamento fino all'instaurarsi di un bacino evaporitico con deposito di gessi e dolomie primarie. Alla fine del Triassico si instaura un ambiente molto generalizzato a sedimentazione uniforme e tranquilla riferibile a bassi, piatti ed estesi fondali che porta alla creazione di corpi dolomitici in lenta subsidenza e continua crescita. Ha così origine

Il Gruppo del Monte Avanza, Cima Cacciatori e Navastolt visto dal Giogo Veranis.

la formazione norica della Dolomia Principale, caratteristica di tutto il Sudalpino, della quale, nel settore considerato, si ha testimonianza nei gruppi del Monte Amariana e del Sernio-Grauzaria.

Le Alpi Giulie occidentali

Affiorano in prevalenza rocce triassiche, ma la ricostruzione della storia geologica di questo settore permette di individuare vicende legate ad un bacino in evoluzione spesso diversa da quella descritta per il Triassico delle Alpi Tolmezzine, come testimoniato dalle successioni stratigrafiche, specie quelle del Carnico. L'area resta caratterizzata dallo sviluppo prevalente delle scogliere dolomitiche massicce specie del Triassico superiore (Dolomia Principale) e in subordine dai calcari dolomitici ben stratificati (Formazione del Dachstein) come si vede nei gruppi montuosi del Zuc dal Bor, del Cimone, degli Jôf, in parte del Mangart e nel Canin.

Le Prealpi Carniche

In questo settore è presente una successione di terreni che va dal Triassico superiore al Miocene superiore potente ben 7000 m che inizia con dolomie e dolomie nerastre, bituminose, spesso selcifere, in strati sottili (Dolomia di Forni). Esse, testimonianza di bacini interni asfittici, contemporanei alla deposizione della Dolomia Principale, che talora viene totalmente sostituita, affiorano ampiamente sui rilievi in destra dell'alto Tagliamento. Più a sud invece (Gruppi del Cridola, Monfalconi, Pramaggiore, Resettum, Caserine, Cornageit, Turlon, Raut). si riafferma il dominio delle dolomie noriche (Dolomiti friulane). È questo dominio che caratterizza la vasta area che per la sua selvaggia naturalità è stata compresa nelle nove aree dolomitiche recentemente poste sotto l'alta tutela dell'UNESCO.

A queste segue nel tempo la deposizione dei calcari giurassici, talora selciferi, di colore variabile dal grigio, al bianco, al rosso, quali affiorano o sulla sommità dei rilievi a basamento triassico (Monti Verzegnis, Flagel, Brancot) o a costituire l'ossatura di interi tratti di catena (Monti Fratte-Resettum, Festa). La variabilità dei litotipi giurassici, nel loro insieme e rispetto all'uniformità di quelli norici precedenti, è l'espressione della notevole modificazione paleogeografica verificatasi in questo periodo nell'area carnica prealpina. Qui infatti si imposta un bassofondo a sedimentazione perlopiù carbonatica (piattaforma friulana), che durerà diverse decine di milioni di anni (fino al Cretacico superiore), differenziandosi dai coevi bacini giulio e sloveno caratterizzati da depositi di mare più profondo. Nel Cretacico si assiste ad un grande sviluppo di scogliere organogene i cui resti sono oggi rappresentati dai rilievi che dal Cansiglio, attraverso il Piancavallo, giungono fino a Barcis, e dai Monti Fara, Jouf, Ciaurlec, Pala e Prat. Moti tettonici successivi portano al sollevamento in genere di questi corpi geologici nonché di più ampi territori a nord con conseguente parziale loro smantellamento. Ciò provoca una notevole attività di trasporto di materiali degradati che, specie nell'Eocene, si depositano con ampia

Quaternario

Neogene

Paleogene

Cretacico

Giurassico

Permo-Triassico

Paleozoico

Faglie

1 - Linea Fella-Sava
2 - Linea di Sauris
3 - Linea dell'Alto Tagliamento
4 - Linea Pinedo-Avasinis
5 - Linea Barcis-Staro Selo
6 - Linea di Aviano
7 - Linea di Sacile
8 - Linea del Bernadia
9 - Linea Buia-Tricesimo
10 - Linea Udine-Buttrio
11 - Linea di Palmanova

Carta geologica semplificata del territorio regionale.

estensione e notevoli spessori in bacini profondi. Si sedimentano così marne scagliose rosse e, più ampiamente, alternanze di marne ed arenarie fittamente stratificate (flysch) grazie anche ad imponenti frane sottomarine che creano correnti torbide. I resti di tali successioni bacinali sono conservati nelle conche a morfologia più dolce di Claut, Barcis, Anduins, Frisanco.

Nell'Oligo-Miocene, dopo locali emersioni, si formano al margine delle Prealpi bacini poco profondi ma subsidenti nei quali si scaricano i prodotti di smantellamento dei rilievi a monte in via di emersione definitiva. Si originano così i depositi molassici (marne, arenarie, conglomerati) che affiorano nei colli di Polcenigo, Maniago, Sequals, Pinzano e Ragogna. I potenti conglomerati continentali sovrastanti stanno a dimostrare il definitivo allontanamento del mare a seguito di violenti spinte di sollevamento che, nel Neogene, individuano i principali lineamenti orografici che oggi vediamo.

Le Prealpi Giulie

Essendo questa unità in continuazione orientale con le Prealpi Carniche i tratti geologici di questo settore prealpino hanno molti elementi in comune. Le principali differenze sono date da un ridotto sviluppo delle unità mesozoiche e da una maggiore estensione di quelle cenozoiche (anche se meno variate).

Gli estesi affioramenti di dolomie e calcari dolomitici triassici continuano anche più a sud delle Alpi Giulie interessando ambo i versanti della Val Resia, il Plauris, il Chiampon, il Gran Monte e la maggior parte della catena dei Musi. Specie sulle creste e sui versanti settentrionali di questi rilievi si sovrappongono calcari del Giurassico biancastri, rossi, grigi, talora a noduli di selce, che nella loro sequenza e nei rapporti reciproci indicano un'evoluzione lievemente diversa da quella delle unità coeve più occidentali. Tali condizioni perdurano anche nel Cretacico, rappresentato da calcari biancastri e da brecce calcaree negli affioramenti del Bernadia, alla testata delle valli del Natisone e, in generale, a cavallo del confine orientale.

Nelle Prealpi Giulie la massima estensione è raggiunta dai depositi cenozoici, qui rappresentati quasi esclusivamente da quelli eocenici in facies di flysch. Essi interessano quasi tutti i rilievi collinari a dolce morfologia da poco a sud di Gemona fino all'estremo limite sud-orientale del Friuli. Si tratta di fitte e regolari alternanze di straterelli arenacei e marnosi con intercalati (a differenza dei depositi in facies di flysch più occidentali) conglomerati e potenti banchi di brecciole calcaree. Queste sono il risultato di colossali frane sottomarine avvenute in conseguenza dei cospicui apporti nel bacino che derivano dallo smantellamento dei rilievi manifestatosi in questo settore antecedentemente e con maggiore intensità rispetto alle aree più occidentali.

Il Carso

Il Carso ha una propria individualità strutturale ed evolutiva che lo differenzia: in esso affiorano i termini di una potente successione carbonatica rappresentativa di condizioni di mare basso, caldo, ben ossigenato, e ricco di organismi biocostruttori, perdurante quasi in continuità dal Cretacico inferiore fino all'Eocene inferiore.

La crescita della piattaforma carbonatica viene interrotta dall'arrivo delle correnti di torbidità derivanti da frane sottomarine e responsabili della sedimentazione di arenarie e marne fittamente stratificate ed alternate (Flysch di Trieste).

Dato il motivo strutturale gli affioramenti si presentano secondo fasce allungate in direzione dinarica NW-SE, con i termini più antichi in corrispondenza del confine italo - sloveno e quelli più recenti della piattaforma carbonatica a costituire il ciglione carsico che si affaccia sul Golfo. Al piede di questi rilievi, tutti i colli minori ed a dolce morfologia che degradano verso la costa e sui quali sorge la città di Trieste rappresentano i resti affioranti della potente coltre di flysch.

La pianura e l'anfiteatro morenico

In questo settore della Regione i depositi affioranti sono principalmente sedimenti di origine continentale, alluvionali e glaciali del Quaternario. Solamente lungo la costa affiorano depositi costieri (spiagge) o di ambienti di transizione.

I depositi glaciali costituiscono i rilievi collinari dell'Anfiteatro morenico tilaventino, formato da tre ampie cerchie che si innalzano al di sopra della pianura a nord-ovest di Udine. Si tratta di depositi scarsamente classati, quasi mai cementati, molto eterogenei

Pozza glaciocarsica.

sia per dimensione dei granuli che per composizione mineralogica. Cronologicamente vengono attribuiti al Pleistocene superiore. Studi recenti hanno confermato che l'anfiteatro è stato costruito durante le ultime due fasi glaciali, quelle che, utilizzando la terminologia storica di Penck e Bruckner, venivano attribuite alle glaciazione Würm e Riss. I corrispondenti deposti, appartengono ai sintemi di Spilimbergo e Plaino.

I deposti del Sintema di Plaino, riconoscibili presso Pagnacco, sono i più antichi, ed hanno iniziato a depositarsi più di 120.000 anni fa. I depositi più recenti (wurmiani) attribuiti al cosiddetto Sintema di Spilimbergo, sono molto più estesi e rappresentano il risultato dei processi geomorfologici e sedimentari legati a più fasi di avanzata e di ritiro dei ghiacci durante gli ultimi 25.000 anni.

Anche il settore montano conserva interessanti depositi glaciali, sotto forma di placche di materiali morenici o di piccoli cordoni, solitamente rinvenibili a quote attorno o superiori ai 1600-1700 m. Questi depositi sono attribuibili ad una fase molto tardiva, definita fase di Buhl. Attualmente i depositi quaternari del settore montano sono rappresentati principalmente da detriti di falda, coni di detrito e depositi alluvionali prevalentemente grossolani, che riempiono i fondovalle o sono organizzati in amplissimi conoidi ancora estesamente alimentati.

Al Quaternario continentale appartengono anche le facies conglomeratiche che affiorano ampiamente lungo la valle del Tagliamento, da Ampezzo a Cavazzo Carnico. Esse rappresentano gli antichi depositi fluviali del Tagliamento e sono stati attribuiti al Pleistocene inferiore e medio, sicuramente precedenti all'ultimo periodo glaciale (LGM). Questi depositi vengono a costituire anche i rilievi isolati dell'Alta Pianura, (Colle di Udine), terrazzi fluviali (Erba, presso Tarcento) ed alti strutturali terrazzati (Pozzuolo, Orgnano, Variano).

L'ampia superficie della Pianura Friulana è formata da ampie zone datate 22.000-18.000 anni B.P. (il cosiddetto LGM, Late Glacial Maximum, ovvero il periodo più recente di massima espansione dei ghiacci) e da zone più ristrette, solitamente più vicine agli attuali alvei dei fiumi principali e lungo la costa, più recenti, post glaciali. L'aggregazione dei depositi alluvionali duranti il LGM, periodo in cui, è bene ricordarlo, il livello del mare era inferiore di 100-120 metri rispetto all'attuale, è avvenuta mediante l'accostamento laterale e la sovrapposizione di ampi conoidi di deiezione (megafan), alimentati dalle acque di fusione glaciale.

Dall'inizio della deglaciazione nelle aree alpine, durante la fase cataglaciale (18.000-14.500 B.P.), si ha un progressivo innalzamento del livello del mare con conseguente approfondimento degli alvei fluviali all'interno dei loro depositi di megafan pleniglaciali e formazione di terrazzi. I depositi cataglaciali, spesso, formano blandi rilievi, dei dossi al di sopra dei deposti pleniglaciali. Il grande conoide del Tagliamento è ampio più di 40 km, da Sesto al Reghena a Piancada, e sulla sua superficie studi multidisciplinari hanno riconosciuto un articolato sistema di divagazioni dell'alveo tilaventino negli ultimi 15.000 anni.

I due laghi di Fusine e la spianata di un antico terzo lago.

Il sensibile gradiente topografico generale, più elevato a nord che a sud e le divagazioni post glaciali degli alvei fluviali, più importanti ad ovest che a est, hanno determinato una successione di litologie piuttosto complessa ed interdigitata, anche se si riconosce uno schema generale che vede una progressiva diminuzione delle granulometrie dei deposti alluvionali da monte a valle. Nel settore settentrionale della pianura (la cosiddetta Alta Pianura) prevalgono ghiaie e sabbie, mentre a meridione (nella Bassa Pianura) le granulometrie dei depositi si fanno più sottili e di conseguenza diminuisce la loro permeabilità. La fascia che separa le due zone è caratterizzata dall'emergenza delle acque di falda (Fascia delle risorgive).

Le lagune di Grado e Marano rappresentano ambienti di transizione, che mantengono ancora sufficienti livelli di naturalità. Si sono formate in epoca post-romana, la loro morfologia ed evoluzione nel tempo rappresentano l'equilibrio tra gli apporti continentali dell'Isonzo e del Tagliamento, la loro dispersione da parte di onde e correnti marine, la tendenza all'innalzamento post glaciale del livello del mare. Alle spalle delle acque lagunari vi sono ampie zone bonificate durante il secolo scorso, ma ancora a quote inferiori al livello del mare.

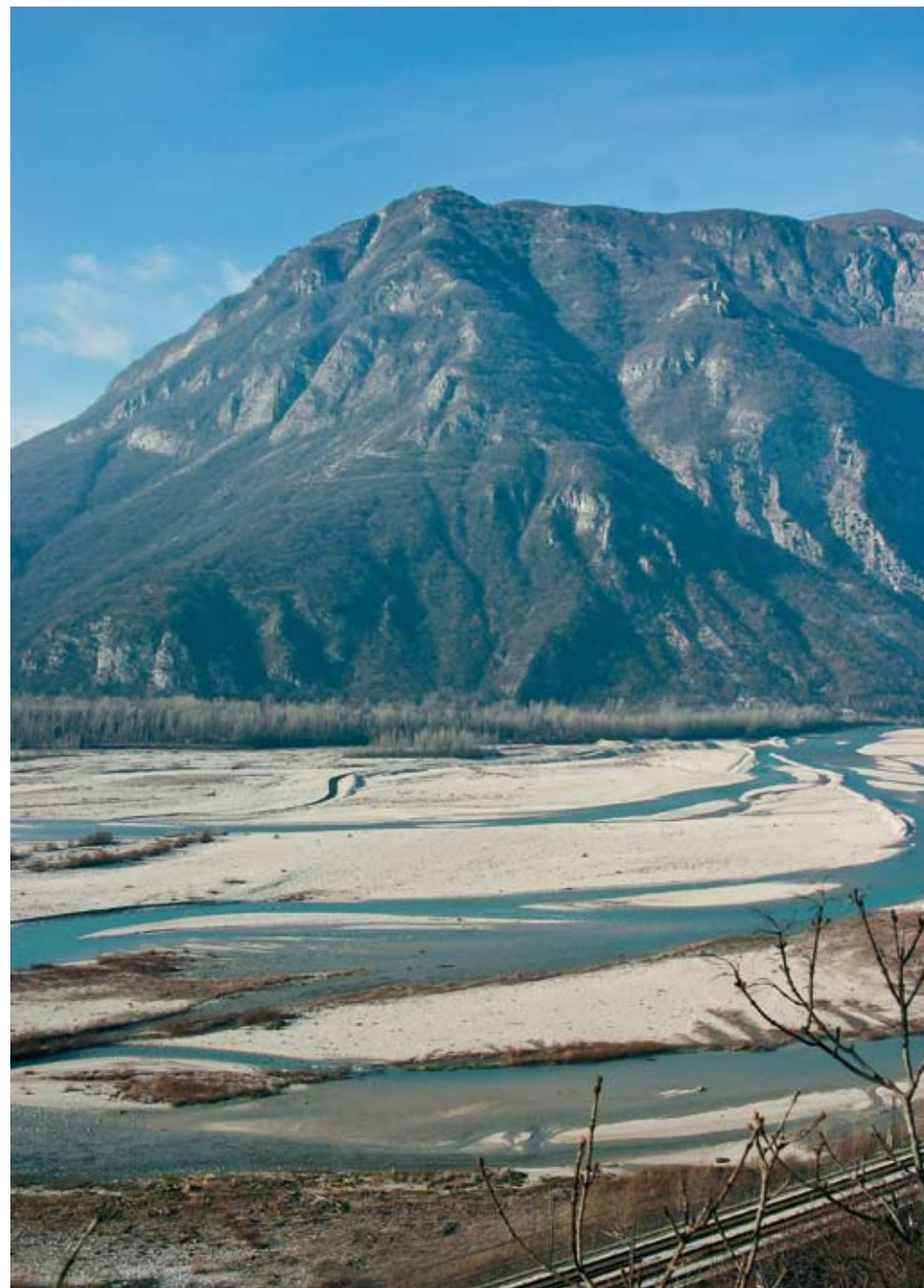
L'assetto strutturale regionale

Nel Friuli Venezia Giulia si riscontrano le risultanze di due orogenesi: quella ercinica e quella alpina. La prima si è manifestata dal Devoniano medio alla fine del Pemiano, la seconda ha avuto massima attività a partire dal Miocene per continuare fino ad oggi, almeno per alcuni settori del territorio, come dimostrato dall'intensa attività sismica che li interessa. Il quadro strutturale è quindi particolarmente complesso in quanto, se è vero che gli effetti della tettonica più antica sono limitati ai terreni paleozoici della Carnia, essi sono spesso mascherati dagli effetti della tettonica alpina che si è sovraimposta sui terreni già strutturati riprendendo talora antichi elementi di deformazione.

In genere, nella regione, risulta un quadro di strutture altamente compressive che hanno portato al massimo raccorciamento crostale di tutte le Alpi, con riduzione (lungo la fascia meridiana passante per Venzone) ad un terzo degli originari spazi occupati dalle coperture sedimentarie prima della loro tettonizzazione. Nel settore montano domina infatti uno stile tettonico a scaglie embriciate, spesso molto fitte e serrate facilitate nella loro impostazione dalla presenza di livelli evaporitici (quali i gessi), o comunque plastici (argilliti, marne) lungo i quali le masse si sono scollate, sovrascorse ed accavallate.

Nel settore pedemontano più esterno, cioè nei colli affacciati all'Alta Pianura Friulana sono prevalenti invece le strutture a pieghe data anche la presenza, in questo settore, delle rocce cenozoiche a comportamento prevalentemente plastico.

I sistemi strutturali sono sviluppati essenzialmente secondo tre direzioni prevalenti: E-W, NE-SW e NW-SE con sistemi subordinati secondo altre direttrici intermedie o trasversali.

Il sistema longitudinale E-W, detto anche tilaventino, è particolarmente sviluppato nel settore alpino e nella maggior parte di quelli prealpini ed è responsabile dell'andamento

Il massiccio del Monte San Simeone e, in primo piano, l'alveo del Fiume Tagliamento.

Faglia diretta sul versante settentrionale del Monte Cavallo di Pontebba. In primo piano i depositi morenici.

morfologico di quei tratti della geografia regionale. Si pensi, ad esempio, a quell'imponente depressione morfologica che marca il limite meridionale della Catena Carnica e che corrisponde all'allineamento longitudinale, da occidente ad oriente, delle valli Pesarina, Calda, Pontaiba, Turriea, Pontebbana, alto Fella, Val Canale. Tutte queste valli, e quelle minori di collegamento, si sono impostate su grandi disturbi tettonici (faglie inverse e/o sovrascorrimenti) ed hanno portato i terreni più antichi, settentrionali, a sormontare quelli meridionali, relativamente più recenti.

Altro esempio di grandiosa struttura tettonica a direzione E-W e che caratterizza le Alpi Tolmezzine per un'estensione continua di oltre 40 km è la "Linea di Sauris". Si tratta di un imponente sovrascorrimento che da Forni di Sopra, attraverso la conca di Sauris e la Val di Lauco, giunge ad Arta e poi, tramite faglie trasversali, viene rigettato a sud fino a Tolmezzo. Porta i terreni del Permiano a sormontare tettonicamente unità del Triassico superiore facilitato, nell' avanzata verso sud e nel successivo accavallamento, dalla presenza dei gessi permiani (unità plastiche e con funzione lubrificante dei processi tettonici) alla base delle unità settentrionali sovrascorse e di analoghi termini evaporitici o comunque plastici al tetto di quelle meridionali sottoscorse.

Più a sud la stessa alta valle del Tagliamento, nel suo percorso all'incirca E-W dal Passo della Mauria a Stazione della Carnia prima dello sfondamento della catena da parte del fiume, indica la presenza di disturbi tettonici a pari direzione. Essi, in parte mascherati dalle estese alluvioni del Tagliamento, portano le Alpi Tolmezzine (in prevalenti unità del Triassico medio, come ricordato) a sovrascorrere sulle Prealpi Carniche (in unità del Triassico superiore ed età successive).

Nei settori prealpini la maggiore espressione delle grandi strutture tettoniche di pertinenza tilaventina è data dalla "Linea Pinedo-Avasinis" e dalla più meridionale "linea Barcis-Staro Selo (nota anche come "Sovrascorrimento Periadriatico") che si estendono in continuità per oltre 80 km dall'estremo occidentale a quello orientale della regione (per proseguire in realtà ancora più a est in territorio sloveno).

La prima, dalla conca di Claut alla depressione del Lago di Cavazzo (ed ancor più ad oriente alla base della catena dei Musi), porta ad un raddoppio della Dolomia Principale fino a farla sormontare su terreni cretacici. Gli effetti della seconda sono ben seguibili dalla conca di Tramonti, a Trasaghis, Gemona, Lusevera. Infatti tutti i rilievi a monte di questa congiungente sono per lo più costituiti da Dolomia Principale (Triassico superiore) sovrascorsi sui più plastici terreni meridionali in flysch eocenico. Specie questa grandiosa struttura tettonica è marcata al piede, cioè all'emergenza superficiale della linea di accavallamento profonda, da una estesa fascia (potente anche parecchie decine di metri) di cataclasiti.

Il secondo sistema strutturale caratterizzante l'assetto tettonico generale della Regione, quello a direzione NE-SW (con immersione dei piani di faglia verso NW) trova la sua massima espressione nel settore sud-occidentale delle Prealpi Carniche con la "Linea di Aviano" che corre al piede dei maggiori rilievi portando le masse carbonatiche della scogliera cretacica (ad esempio, il Monte Cavallo) a sormontare i rilievi collinari pedemontani modellati nei plastici terreni miocenici.

Questi ultimi infine, come già accennato in premessa, hanno risposto alle sollecitazioni tettoniche piegandosi, più che fagliandosi. Sono così giustificate le associazioni di pieghe anticlinali e sinclinali che costituiscono i colli di Giais, Maniago e Sequals con direzioni degli assi delle pieghe NE-SW che, più ad oriente tendono a diventare longitudinali nei colli di Castelnuovo, Pinzano e Ragogna per raccordarsi alle strutture E-W.

Il sistema strutturale NW-SE è detto anche dinarico in quanto rappresenta la terminazione nord-occidentale di quel sistema strutturale che caratterizza l'intera Catena dinarica che, come evidente anche dai soli lineamenti geografici (la sponda orientale adriatica, ad esempio), si allunga in tale direzione.

Per restare nei limiti regionali esso è rappresentato nel Carso e nella porzione sudorientale delle Prealpi Giulie ove si manifesta nella "Linea della Bernadia" che porta i calcari di piattaforma cretacici ad accavallarsi sui terreni eocenici dei colli di Tarcento. L'elevata plasticità di questi ultimi, ampiamente diffusi, come si è detto, a costituire l'intero Friuli orientale, non consente di individuare sempre con certezza la prosecuzione, e la presenza, di altre strutture disgiuntive dinariche sicuramente presenti nel settore. La direzione NW-SE è comunque sempre mantenuta anche dagli assi delle pieghe che, con maggiore evidenza in questi terreni, rappresentano la risposta strutturale alle sollecitazioni tettoniche.

Faglia nel Canal Piccolo di Meduna.

Tipicamente dinarico è, infine, l'assetto tettonico del Carso, strutturato ad ampia piega anticlinalica con asse a direzione NW-SE. È una piega asimmetrica con gamba sud-occidentale verticalizzata e gamba nord-orientale ad inclinazione più dolce. L'anticlinale del Carso tende poi a sormontare per faglia i sottostanti in quota, ma sovrastanti stratigraficamente, terreni eocenici torbiditici.

Direzione tipicamente dinarica, infine, presentano i sovrascorrimenti della Val Rosandra, terminazione nord-occidentale delle più estese strutture che caratterizzano i monti croati della Ciceria.

I rilievi geofisici e gli studi in genere condotti nella Pianura Friulana e finalizzati alla ricerca di idrocarburi, hanno consentito l'individuazione di alcune strutture tettoniche sepolte che interessano il basamento e, in alcuni casi, anche i sovrastanti depositi alluvionali.

Fra queste si ricorda, ad occidente, la "Linea di Sacile" con direzione NW-SE che troverebbe la sua espressione in affioramento nella base meridionale del colle di Ragogna. Più frequenti sono le strutture sepolte a direzione dinarica. La più settentrionale di queste è la "Linea Buia-Tricesimo" cui seguono, più a meridione, la "Linea Udine-Buttrio" e la "Linea di Palmanova". Specie quest'ultima pare assumere notevole importanza regionale in quanto, sulla base di ricerche geofisiche condotte in mare, sembra proseguire nel golfo di Trieste.

Le acque superficiali

La Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia è solcata da numerosi corsi d'acqua con regime e caratteristiche idrologiche differenti e strettamente dipendenti dalla loro origine e dalle condizioni ambientali delle aree sulle quali scorrono.

I corsi montani, quelli che si sviluppano e terminano nelle aree montane e i tratti iniziali dei corsi maggiori che poi proseguono nella pianura, sono prevalentemente a carattere torrentizio e presentano generalmente un alveo inciso nella roccia o nelle proprie alluvioni di fondovalle. Per la forte erosione laterale della corrente ai piedi dei versanti questi possono entrare in una delicata fase di instabilità e franare nell'alveo con conseguente parziale o totale occlusione.

Dopo l'uscita dalle aree montane, i maggiori corsi d'acqua regionali (Tagliamento, Isonzo, Cellina, Meduna, Torre, Natisone) scorrono sulle loro ampie conoidi di deiezione che hanno formato depositando inizialmente i materiali più grossolani.

Nell'Alta Pianura i corsi d'acqua occupano tutto il loro alveo, molto ampio, basso, ghiaioso, solo durante i periodi di piena. In condizioni normali essi si presentano con modestissime portate, se non addirittura asciutti, per le forti dispersioni nella coltre alluvionale estremamente permeabile. Le pendenze degli alvei diminuiscono ancor più al passaggio dall'alta alla Bassa Pianura, cioè a valle della linea delle risorgive, ove i corsi d'acqua aumentano di portata per i contributi delle risorgenze in alveo e per gli affluenti

Ripple marks sulla spiaggia di Lignano Sabbiadoro durante la bassa marea.

di risorgiva. Essi scorrono incassati in terreni per lo più argilloso-sabbiosi, lentamente, dando luogo ad una serie numerosissima di meandri fino alla foce.

Lungo un allineamento che dall'estremo occidentale della Pianura Friulana (Caneva) corre fino a Monfalcone, le acque freatiche contenute nel sottosuolo dell'Alta Pianura riemergono in parte dando luogo alle cosiddette risorgive. Dalle piccole depressioni in cui avviene la risorgenza delle acque le portate liquide confluiscono in numerosi rii e canali, molti dei quali artificiali, e vanno a formare un reticolo idrografico che ricalca con buona approssimazione una configurazione arborea con tronchi, rami maggiori e minori. Per la esigua pendenza della Bassa Pianura i corsi di risorgiva si snodano pigri, in una sequenza quasi ininterrotta di meandri, prima di sfociare nei collettori, nelle lagune o direttamente in mare.

Il Tagliamento non è solo il corso d'acqua più importante della Regione, ma uno dei maggiori fra quelli sfocianti nell'Adriatico settentrionale. Nasce da sorgenti ubicate a quota 1195 m, sotto il Passo della Mauria e dopo un percorso W-E di circa 60 km riceve in sinistra il suo maggior affluente, il Fella. Nel tratto riceve numerosi corsi d'acqua i più importanti dei quali sono in sinistra, il Lumiei, il Degano ed il Bût. La superficie totale del bacino fino alla confluenza ammonta a 1216 km^2.

A valle della confluenza con il Fella, che ha un bacino di 706 km^2, il Tagliamento piega bruscamente, entra nella piana di Osoppo-Gemona, si sposta tutto sulla destra per superare lo sbarramento dell'Anfiteatro morenico in corrispondenza di Pinzano ove si apre un varco attraverso gli ultimi rilievi rocciosi prealpini.

L'apice del conoide del Torrente Cellina e il bacino artificiale di Ravedis.

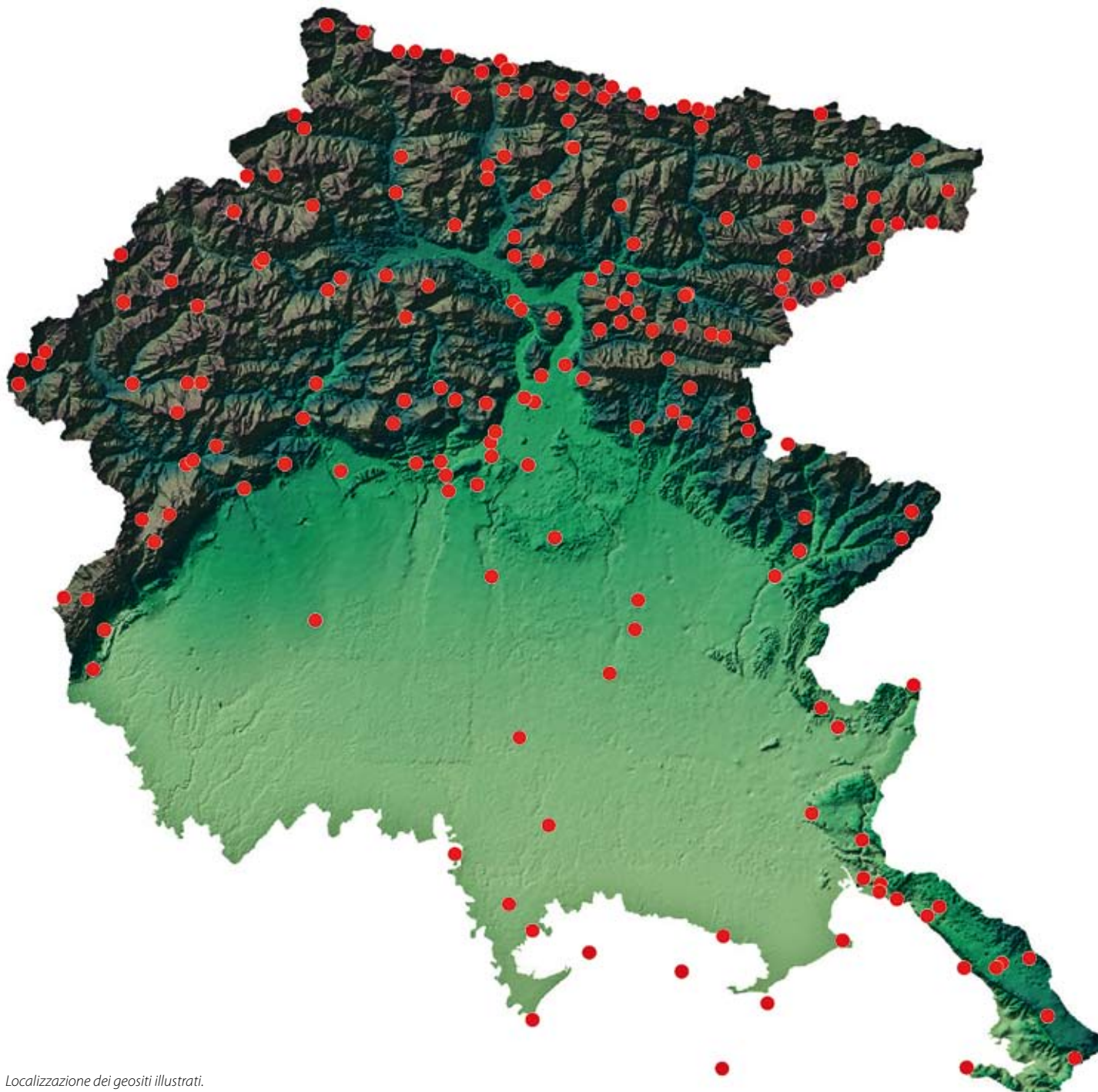
A valle di Pinzano, ove si chiude il bacino montano, il Tagliamento entra nella Pianura Friulana e dopo un percorso N-S, che si sviluppa sul suo amplissimo conoide di deiezione, sfocia in mare all'apice di un vasto delta a triangolo con un corso totale di 158 km.

Il Livenza, che nasce da sorgenti carsiche al piede del Cansiglio-Cavallo, sviluppa un percorso di circa 110 km fino a sfociare nel Mare Adriatico ed ha un bacino di più di 2000 km^2, comprende due importanti sottobacini, quelli del Meduna e del Cellina per cui è caratterizzato da un regime dovuto alla sovrapposizione di tre tipi di portate, quelle delle sorgenti carsiche, quelle piuttosto uniformi dei corsi di risorgiva, confluenti nel tratto iniziale, e quelle a carattere torrentizio dei suoi principali tributari.

Il Meduna sbocca nella pianura, poco a valle di Meduno, dopo un percorso di circa 32 km e prosegue in un ampio letto ghiaioso fino a ricevere, in destra, il Cellina il cui bacino è, per estensione, addirittura superiore a quello montano del Meduna. Il Cellina nasce in Val di Gere da più rami confluenti e dopo aver ricevuto numerosi affluenti (Settimana, Cimoliana) si immette dapprima nel bacino artificiale di Barcis poi in quello di Ravedis.

Il fiume Isonzo nasce in Val di Trenta, in territorio sloveno, da una serie di sorgenti a quota 935 m e sfocia nel Mare Adriatico, con un ampio delta digitato, dopo un percorso di circa 140 km di cui 100 sono in territorio iugoslavo: il bacino idrografico si estende su una superficie di 3416 km^2 di cui solo un terzo circa ricade in territorio italiano.

Il reticolo idrografico dell'Isonzo, che incanala le acque del versante meridionale delle Alpi Giulie, si presenta molto ramificato e complesso: gli affluenti principali sono in destra idrografica: il Coritenza, il Torre (con i subaffluenti Cornappo, Malina, Natisone, Judrio).

In Regione esistono alcuni laghi naturali che sono di modesta importanza sia per le loro dimensioni che per l'influenza sull'ambiente circostante. La maggior parte è di origine glaciale nel senso che si sono formati in depressioni legate all'attività di esarazione glaciale, spesso favorita da fattori geologico strutturali. Alcuni ricalcano il modello classico di lago, con immissario, bacino permanente ed emissario (laghi di Cavazzo, di Predil, di Fusine), altri invece, come quelli carsici, vengono alimentati soprattutto da acque sotterranee (laghi di Doberdò, di Pietrarossa, di Sablici).

Nelle pagine seguenti i 184 geositi sono illustrati, riportandone i dati essenziali accompagnati dall'iconografia utile a meglio comprenderne le peculiarità e le caratteristiche.

I geositi della nostra Regione sono descritti secondo una sequenza di ideale lettura geologico geografica del territorio regionale, partendo dal Monte Avanza, lembo nord occidentale della Regione, per arrivare alla Val Rosandra, lembo sud orientale.

Di ogni geosito sono riportati il nome, la località più vicina, il comune, la provincia in cui è ubicato, il giudizio sintetico, il tipo di interesse geologico e l'accessibilità. L'ubicazione geografica è riportata (utilizzando i colori rosso o nero in funzione della migliore leggibilità) con un punto se il geosito è puntuale, con linea o perimetro se si tratta di geosito lineare o areale; sono state utilizzate, come base cartografica le carte topografiche alla scala 1:25.000 (in alcuni casi leggermente ridotte) o 1:100.000 (per i geositi arealmente più estesi), gentilmente rese disponibili dall'Editrice Tabacco.

A seguire la descrizione, accompagnata da immagini e schemi, delle caratteristiche geologiche del geosito e del significato didattico ed esemplificativo che giustifica la geodiversità del sito e l'interesse pubblico alla sua protezione e salvaguardia.

Localizzazione dei geositi illustrati.

Le cime dei monti Cergnala e Leupa viste dal Monte Robon.

Metamorfiti erciniche del Monte Avanza

• **Monte Avanza, Alta Val Degano,** Forni Avoltri, Udine.
Il Monte Avanza costituisce il fulcro di un ampio settore formato da esclusive rocce metamorfiche. In Friuli sono le uniche rocce di questo tipo che, seppure limitate a un grado di metamorfismo molto basso, mostrano caratteristiche evidenti anche ai non esperti.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** il sito si raggiunge da Forni Avoltri, lasciando la SS 52 e prendendo la deviazione verso Pierabech (dopo il ponte sul Torrente Degano). Da lì si prosegue lungo una pista forestale (strada sterrata) che conduce fino a Casera Avanza di Sopra dove si stacca il sentiero CAI n. 177 che porta poi alla pendice sud-orientale del Monte Navastolt. Lì si allarga l'ampia incisione del Passo Buso, località rappresentativa del geosito.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

Il massiccio del Monte Avanza (Forni Avoltri), con la sua meno conosciuta propaggine orientale del Monte Navastolt, rappresenta l'emblema geologico delle rocce metamorfiche friulane. Occorre ricordare che queste ultime, in Regione, sono presenti in un unico nucleo roccioso ampio non più di 15 km^2, collocato a Nord di Forni Avoltri. Le rocce metamorfiche formano l'intera Valle di Fleons e acquistano maggiore sviluppo ed estensione passando in Veneto. In direzione opposta, verso Est, si interrompono contro l'importante faglia della Val Bordaglia (v. geosito Linea della Val Bordaglia). Il ristretto areale di questo sito, infinitesima porzione del massiccio del Monte Avanza-Monte Navastolt, è una sintetica vetrina delle principali rocce metamorfiche presenti in Friuli.

Le rocce del sito (Passo Buso) sono modellate da un profondo e suggestivo solco torrentizio dalle pareti ripide e incombenti. Un agevole sentiero, scavato nella serie rocciosa, lo risale longitudinalmente. L'erosione ha agito in modo selettivo, concentrandosi lungo una fascia di rocce più erodibili racchiuse tra rocce più resistenti. Queste ultime sono rappresentate da calcari, naturalmente metamorfici (marmi). Formano oltre il 90% del complessivo volume del Monte Avanza e delle sue propaggini. Erano originari calcari massicci di età devoniana, deposti circa tra 400 e 350 milioni di anni fa, che le compressioni crostali hanno in seguito riscaldato, deformato - per compressione laterale - e infine fatto ricristallizzare.

La caratteristica delle rocce più erodibili (Passo Buso), quelle incise dal profondo solco morfologico, è invece quella di essere fittamente fogliettate. In questo caso si trattava di originari strati sottili di calcari scuri, peliti scure (fanghi) e più rare arenarie (sabbie), tutti deposti in mare aperto, che il metamorfismo ha stirato e laminato. Il loro aspetto ricorda per certi versi quello della pasta sfoglia! Queste rocce sono più antiche delle precedenti: risalgono all'Ordoviciano e al Siluriano. Appros-

L'imponente massiccio del Monte Avanza (Forni Avoltri), con la sua meno conosciuta propaggine orientale del Monte Navastolt, rappresenta l'emblema geologico delle rocce metamorfiche friulane. Sulla sinistra si scorge la Valle di Fleons; vista da Ovest.

Il massiccio del Monte Avanza-Monte Navastolt. Vista da Sud. La cima rocciosa sulla destra è il Navastolt (2321 m). L'incisione del Passo Buso si situa esattamente sul retro della parete rocciosa.

simando, la loro età di deposizione si colloca tra 500 e 400 milioni di anni fa. Si distinguono dalle precedenti rocce anche per il loro colore cupo, compreso tra il bruno-grigio scuro (Fm. della Val Visdende, Ordoviciano) e il nerastro (varie unità di età siluriana).

Queste ultime sono meno frequenti ma molto più spettacolari nelle loro geometrie, spesso complicate da andamenti a zig-zag e pieghe alla più varia scala.

Quello che accomuna tutte queste rocce, con età di deposizione e aspetto molto differenti, è il momento in cui sono state metamorfosate, connesso con l'inizio delle grandi compressioni erciniche. È stato per tutte circa 350 milioni di anni fa. Prima di allora, prima di subire il metamorfismo, queste rocce formavano una successione sedimentaria continua, spessa alcuni chilometri.

Occorre aggiungere che sono rocce caratteristiche non solo per le deformazioni che hanno subìto, le più intense di tutto il Friuli, ma soprattutto per la storia geologica che ne ha accompagnato il posizionamento e l'attuale collocazione. Oggi le troviamo in contatto diretto (anzi, si sovrappongono!) con le rocce sedimentarie delle Alpi Carniche - poste ad Est della zona di Bordaglia - che in buona parte hanno la stessa età.

Fino a 320 milioni di anni fa le due estese fasce di terreni (metamorfici e non metamorfici) erano ancora lontane tra loro almeno 50 km. Come dire che le rocce che ora formano i Monti di Volaia e Coglians si trovavano a Tarvisio. Tutto accadde alla fine dell'orogenesi ercinica (circa 320 milioni di anni fa).

Le ultime compressioni, di età carbonifera inferiore, furono in grado di avvicinare e accavallare il settore "veneto" (rocce metamorfiche) su quello "carnico" (rocce sedimentarie non metamorfiche) con una poderosa traslazione. Il settore "carnico", come una gigantesca tegola in movimento, si infilò letteralmente sotto al primo, raccorciando sensibilmente le distanze.

Il contatto tra le due enormi "tegole crostali" embricate è percepibile, ancora oggi, lungo la zona di Bordaglia.

Un enorme spessore di rocce paleozoiche non metamorfiche, fossilifere, giace coperto da una coltre di rocce metamorfiche e viene a giorno a Est della zona di Bordaglia.

Bibliografia essenziale: Brime C., Perri M.C., Pondrelli M., Spalletta C. & Venturini C., 2008; Carulli G.B., 2006; Selli R., 1963a: 1963b; Hinderer M., 1991; Menegazzi R., Pili M. & Venturini C., 1991c.

La parete meridionale del Monte Avanza (ben visibile salendo da Pierabech), è interamente costituita dai calcari depositatisi nel Devoniano e successivamente metamorfosati dalle deformazioni precoci dell'orogenesi ercinica.

Linea della Val Bordaglia

• **Val Bordaglia, Passo Giramondo,** Forni Avoltri, Udine.
In Friuli, territorio alpino che più di altri ha risentito di tensioni e di spinte crostali, esistono estese faglie che, nate come distensive (le cosiddette faglie normali), prima di riattivarsi come compressive (o inverse), hanno anche avuto un importante ruolo trascorrente, ossia con movimento orizzontale dei due lembi. Tra queste la più importante per estensione e significato è la Linea della Val Bordaglia.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia strutturale, geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** si arriva con la macchina fino al Pian della Guerra (stabilimento dell'acqua minerale "Goccia di Carnia"). Da qui a piedi si segue il segnavia CAI n. 141-142 verso Casera Bordaglia e Passo Giramondo lungo un percorso facile ma faticoso (1000 metri di dislivello fino al passo che segna il confine con l'Austria). Osservazioni particolareggiate possono essere effettuate nel rio appena a Est di San Giovanni Bosco e tra il Lago Bordaglia e la larga fascia di terreni che porta al Passo Giramondo.

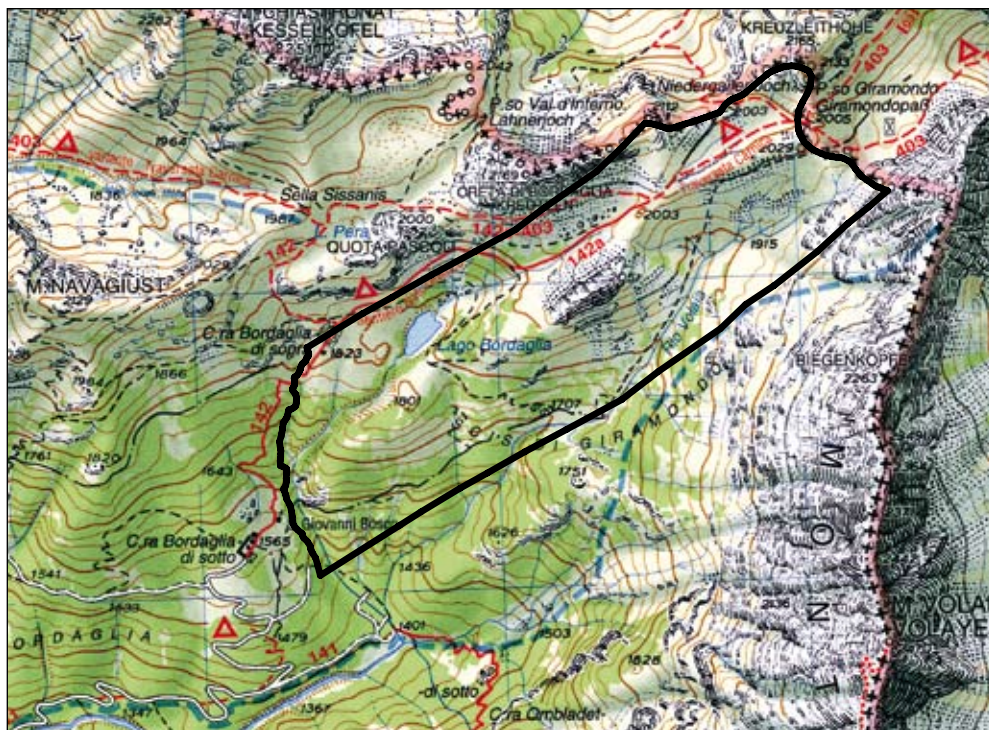
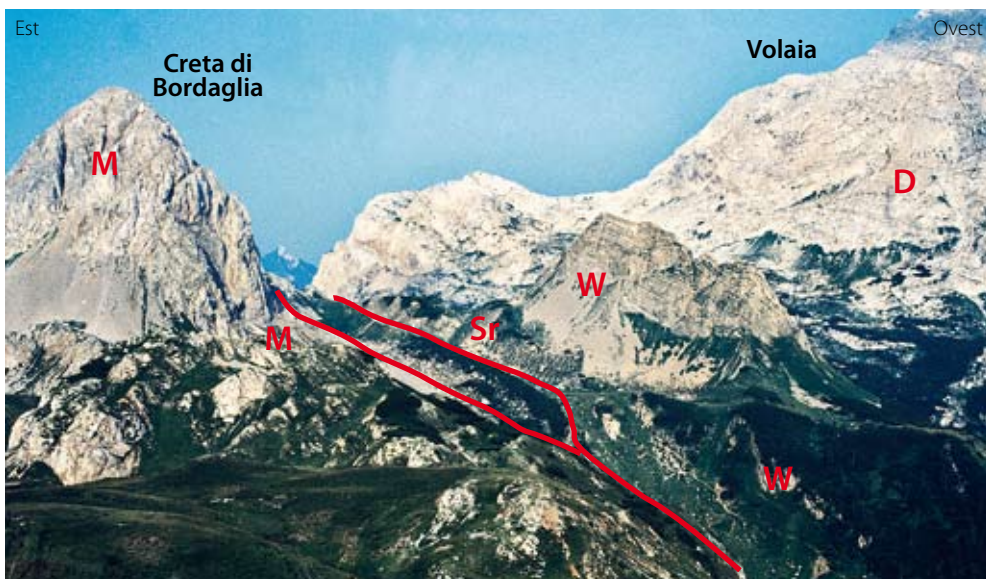
DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

Appena a Ovest dei Monti di Volaia (Forni Avoltri) il toponimo Bordaglia è diffusissimo: Creta di Bordaglia (2169 m), Lago Bordaglia, Rio Bordaglia, Bosco Bordaglia, Casera Bordaglia di sopra e Casera Bordaglia di sotto. Da una cinquantina d'anni si è aggiunto anche quello di Linea della Val Bordaglia. Occorre innanzi tutto ricordare che il segmento di faglia affiorante nel settore di Bordaglia è solo una limitata porzione (la più netta ed evidente) di una struttura che, orientata circa NE-SW, si estende dalla Valle della Gail (Mauthen) fino a Sud di Sappada, Pieve di Cadore e oltre.

La sua origine, perlomeno per quanto riguarda il tratto in territorio carnico, risale al Carbonifero sup., ben 300 milioni di anni fa! A quei tempi il settore di Forni Avoltri cominciò ad abbassarsi guidato da una serie di faglie ravvicinate, orientate NE-SW. Era l'atto di nascita della Linea (o fascio di linee) della Val Bordaglia.

Quelle stesse superfici vissero un'infanzia tormentata. Nell'Anisico (circa 240 milioni di anni fa) furono riattivate come faglie distensive. La loro adolescenza si completò nell'Oligocene (circa 30 milioni di anni fa) con un'ennesima riattivazione distensiva. Ormai, internamente al volume di rocce del settore alpino orientale, formavano una fascia di debolezza intrinseca.

Da quel momento fu come avere tagliato una torta in due. Qualsiasi spinta o trazione applicata a quella torta avrebbe messo in movimento l'iniziale grande superficie di taglio. E questo, per la Linea della Val Bordaglia, accadde puntualmente.

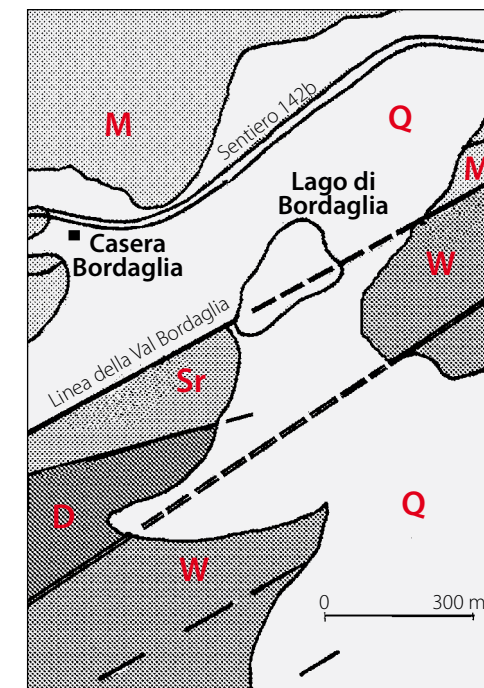
Fu sufficiente attendere il Miocene medio (circa 15 milioni di anni fa) e con esso lo sviluppo di poderose spinte crostali alpine orientate N-S. La compressione meridiana trovò nella Linea della Val Bordaglia una superficie facile da muovere e spostare. Questa volta l'orientazione dei piani di rottura, circa 45° rispetto alla direzione di spinta, favorì il movimento orizzontale dei due lembi di faglia. Fu uno spostamento molto intenso, tanto che l'intero Friuli montano si mosse di parecchie

Il Lago Bordaglia, di origine glaciale, è collocato lungo il fascio di ravvicinate faglie sub-verticali, orientate NE-SW, identificate collettivamente come Linea della Val Bordaglia. Sullo sfondo si stagliano i calcari metamorfici (marmi) della Creta di Bordaglia.

La Linea della Val Bordaglia, una delle strutture più importanti del comparto alpino orientale. Originatasi nel Paleozoico è stata successivamente riattivata numerose volte con ruoli distensivi, trascorrenti e compressivi. In uno spazio ridottissimo si affiancano con contatto tettonico, unità con età e storia deformativa molto differenti. Per le sigle vedi la figura in basso a destra.

decine di km verso Nord rispetto al comparto veneto, "scivolando" orizzontalmente grazie al comportamento trascorrente della Linea della Val Bordaglia (il taglio della torta!) che agì come svincolo. In questa fase, le varie faglie distensive di un tempo non solo si trasformarono in trascorrenti, ma le successioni rocciose che racchiudevano furono letteralmente strizzate e sospinte verso l'alto.

Percorrendo il tratto di quasi 3 km che da Casera Bordaglia di sotto porta al Passo Giramondo, sono evidenti gli affastellamenti di rocce delle più diverse età e successioni, alcune a comportamento plastico, altre più rigido. Si tratta di rocce devoniane, carbonifere inf., permo-carbonifere, permiane sup., triassiche inf. e medie. Sono tutte ridotte in "trucioli" spessi da poche decine di metri a oltre 150 m, come nel caso della "fetta tettonica" di q. 2051 m, formata da calcari stratificati della Fm. di Werfen (Mb. di Val Badia), strizzati tra rocce anisiche, carbonifere e devoniane. Eppure, per ottenere la configurazione tettonica attuale del settore di Bordaglia, fu necessario attendere la fine del Pliocene. Questo perché proprio durante il Pliocene le spinte crostali, seppure meno intense di quelle mioceniche, cambiarono direzione orientandosi NW-SE. La compressione, questa volta si dispose perpendicolarmente al fascio di faglie della Val Bordaglia causandone la parziale riattivazione con ruolo nettamente compressivo. Ne scaturì un ulteriore serrage tra i vari piani di faglia e un'esasperazione dell'affastellamento delle rocce tra essi comprese.

Nella zona di Bordaglia i piani di faglia si avvicinarono a tal punto che, a scala regionale, diventa giustificato e logico il loro accorpamento sotto la definizione unica di Linea della Val Bordaglia. Senza la Linea della Val Bordaglia le complessive Alpi Carniche avrebbero avuto caratteristiche sensibilmente differenti.

Bibliografia essenziale: Bressan G., Bragato P.L. & Venturini C., 2003; Brime C., Perri M.C., Pondrelli M., Spalletta C., & Venturini C., 2008; Cassinis G., Perotto C. & Venturini C., 1997; Micelli F. & Vaia F., 1993; Selli R. 1963a; 1963b; Vai G.B., Venturini C., Carulli G.B. & Zanferrari A. (a cura di), 2002; Venturini C., 1990a; 1990b; 1990c; 2006; Venturini C., Pondrelli M., Fontana C., Delzotto S. & Discenza K., 2001; Venturini C., Spalletta C. & Vai G.B., 2002c.

Sono numerosi gli spunti di osservazione geologica e geomorfologica offerti dal settore di Bordaglia: la conca lacustre di origine glaciale, le differenze tra le numerose successioni in contatto diretto lungo le particolari faglie della zona, e le diffuse fasce detritiche, parzialmente rivestite da vegetazione, in gran parte dovute all'intensa frammentazione tettonica subita dalle rocce più fragili.

M: rocce metamorfiche (basamento paleozoico); D: calcari del Devoniano; W+Sr: calcari del Triassico; Q: coperture quaternarie.

Scogliera devoniana del Monte Cogliàns

• **Rifugio Lambertenghi-Romanin,** Forni Avoltri, Udine.
Resti spettacolari della più imponente "scogliera organogena" di età paleozoica oggi visibile in Europa sono esposti in Carnia presso e lungo il confine austriaco. Il nucleo più rappresentativo di questo grande e composito corpo di scogliera è costituito dal Monte Cogliàns (2780 m), la vetta più alta della Regione. La scogliera organogena proliferò nel Devoniano inf. e medio e si ampliò ininterrottamente per quasi 40 milioni di anni, raggiungendo uno spessore massimo integrato di 1400 metri e una estensione lineare di parecchie decine di chilometri.
• **Grado d'interesse:** sovranazionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, paleontologia, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** la difficoltà a piedi deriva dal dislivello (600 metri tra il parcheggio del Rifugio Tolazzi e il Passo Volaia). In corrispondenza del passo si trova il Rifugio Lambertenghi-Romanin; al di là del confine il Rifugio E. Pichl. Ad Est di Passo Volaia, lungo il versante meridionale del Monte Cogliàns, è posto il Rifugio Marinelli. Il geosito è interessato da una sviluppata rete sentieristica, facente parte della "Traversata Carnica", collegata al Geo Trail del versante austriaco.

DESCRIZIONE
A cura di Gian Battista Vai

Il Cogliàns, montagna madre delle Alpi Carniche fin dalla sua lontana origine geologica, già 400 milioni di anni fa si ergeva a dominare un segmento della barriera corallina posta a guardia dell'Oceano Paleotetide. E anche oggi domina i boschi neri e i prati verdi del versante italiano ergendosi come un trono celeste a tre cuspidi bianche di aspre giogaie separate da ghiaioni nevosi. Verso l'Austria, invece, svetta quasi come la parete nord dell'Eiger in un monolite grigio lungo.

Oltre 500 sono le specie fossili di coralli, stromatopore, trilobiti, gasteropodi, bivalvi e alghe della grande montagna bianca del Devoniano che Michele Gortani aveva scoperto e studiato nella prima decade del Novecento, soggiogato dal fascino del Cogliàns.

Non c'è in tutta Italia e in Europa un qualcosa di equivalente. Certo le vicine Dolomiti sono piene di atolli e scogliere triassiche (251-200 Ma) ricche di fossili delle quali si sono conservati spesso anche alcuni fianchi ripidi che le collegavano ai bacini profondi adiacenti. Eppure, per trovare altre montagne che espongano ancora nelle loro tre dimensioni grandi scogliere coralline devoniane, oltre che in Carnia, bisogna andare nell'Africa sahariana (Anti Atlante), in Tien-Shan o nel Nevada.

Ci sono altre due caratteristiche singolari che rendono le scogliere devoniane carniche (con le montagne che dal Passo di Giramondo arrivano al Passo di Monte Croce Carnico e si estendono a est fino all'Osternig) e quelle satelliti delle Dinaridi bosniache di Sarajevo del tutto speciali: esse rappresentano un reame biogeografico esotico rispetto all'area europea in cui si trovano ora incastonate, e sono di tipo pacifico.

Fossili devoniani di ambiente di scogliera sono frequenti in molte cave di Europa e in Nord Africa e Asia Minore. Eppure non c'è alcuna sovrapposizione e neppure somiglianza a livello di specie, di genere e neppure di famiglia fra quelle aree e le Alpi Carniche (e Dinaridi). In poche parole, ambienti simili ma differenza di popolazioni. Ciò

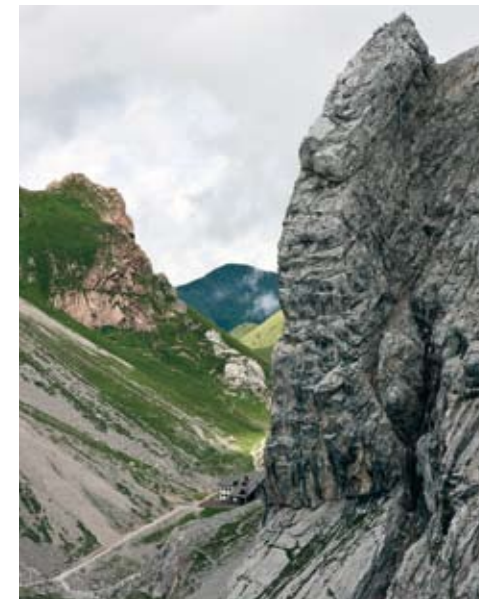
Massiccio del Monte Cogliàns costituito da calcari di mare basso del Devoniano inf., cui si sovrappongono i Calcari di Piattaforma (Devoniano inf. e medio). Nei calcari di mare basso sono già presenti lenti "biocostruite".

Il Passo Volaia visto da Sud. A sinistra il Monte Capolago e a destra la Cima Lastrons del Lago con le pareti occidentali del Monte Coglians.

Particolare di una colonia del tetracorallo Hexagonaria. *Questi coralli, assieme ad altri organismi biocostruttori, hanno edificato in circa 40 milioni di anni un apparato di scogliera, detto* bioherma, *potente oltre 1200 m.*

comporta che le due diverse popolazioni dovevano essere separate da grandi barriere e da distanze tali da impedire una propagazione delle forme viventi sul fondale corallino (come avviene oggi fra scogliere indo-pacifiche e atlantiche). Immediata conseguenza di questo fatto è che Alpi Carniche e Dinaridi nel Devoniano dovevano trovarsi in luoghi assai lontani da quelli in cui le vediamo oggi. Tecnicamente si dice che facevano parte di una microzolla esotica che, con un lungo viaggio successivo alla sua origine devoniana, è approdata ad altri lidi.

Le scogliere devoniane delle Alpi Carniche e Dinaridi erano di tipo pacifico. La loro varietà biologica non aveva nulla da invidiare a quella della Grande Barriera Australiana e delle moderne scogliere dell'Oceano Indiano. Inoltre, come avviene in queste ultime oggi, anche nelle scogliere carniche non si depositavano fanghi o sedimenti fini, neppure nelle lagune e nelle retroscogliere, ma sabbie grossolane, indice di un'alta energia del moto ondoso e delle correnti di marea. Un quadro questo che ha suggerito che Alpi Carniche e Dinaridi si trovassero allora sul bordo occidentale di un grande oceano (la Paleotetide appunto) simile all'indo-pacifico attuale. Per contrasto, nelle stesse aree carniche e dinariche durante tutto il Mesozoico, e in particolare nel Triassico, le scogliere coralline sono state assai più estese, mostrando però una varietà biologica decisamente minore del Devoniano e abbondanza di sedimenti calcarei fangosi anche molto fini soprattutto all'interno delle lagune. Queste sono anche le caratteristiche che si osservano oggi nelle piattaforme carbonatiche delle Bermuda, delle Bahamas e della Florida nell'Atlantico, un oceano assai più piccolo, meno energetico e meno propizio alla differenziazione biologica rispetto al Pacifico. Di conseguenza il quadro paleogeografico del

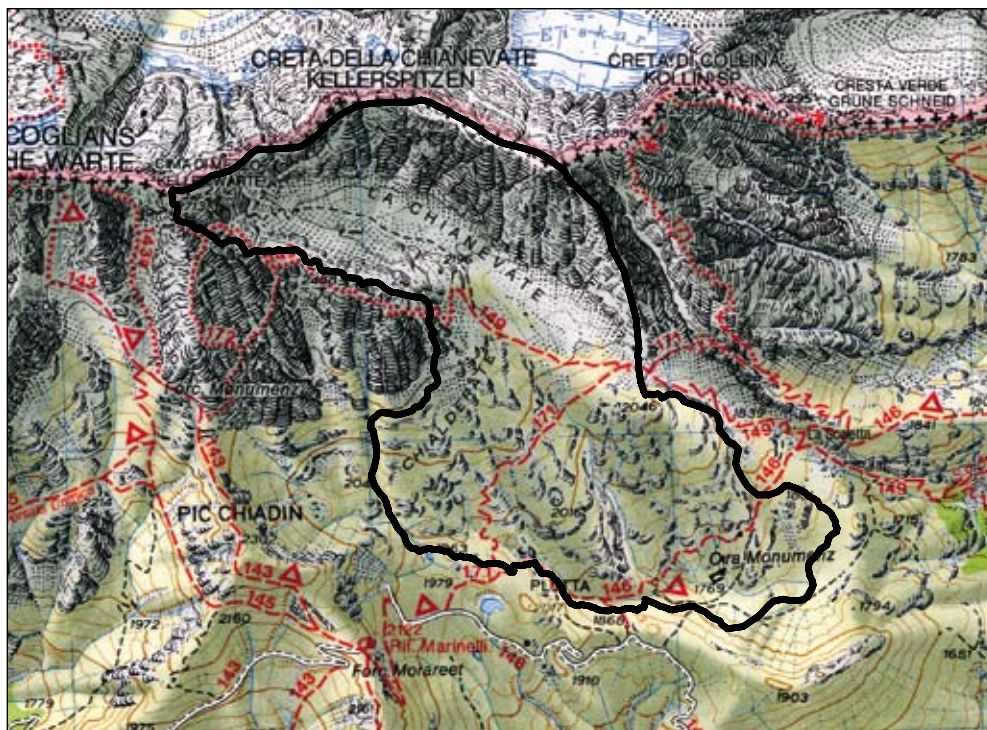
La tipica forma a "ventaglio" del tabulato Favosites, *costruttore delle scogliere devoniane, frequente nel Monte Coglians.*

La parete sovrastante il Rifugio Lambertenghi-Romanin, costituita da carbonati devoniani, vista da Cima Lastrons del Lago.

Mesozoico dell'area italiana doveva essersi radicalmente modificato, e la Tetide occidentale doveva essere un oceano assai più piccolo e confinato.

Il Monte Coglians merita il riconoscimento di geosito straordinario e composito anche perché come emblema di altitudine delle Alpi Carniche rispecchia la sua originaria elevazione di scogliera devoniana che dominava un bacino perioceanico. Più di mille dei suoi attuali quasi 3 mila metri li deve alla crescita e all'accumulo dei resti corallini. Inoltre fa da confine condiviso con un paese di grande tradizione geologica come l'Austria e costituisce la sola grande palestra al centro dell'Europa in cui sia possibile vedere ancora a tre dimensioni le caratteristiche, gli ambienti, gli abitatori e i sedimenti dei fondali di una grande area di scogliera corallina devoniana. Lo merita a livello globale perché questa montagna, per le sue faune ricchissime e facili da osservare soprattutto in area italiana, è testimone di una storia affascinante che ha visto Alpi Carniche e Dinaridi migrare da un oriente lontano verso occidente, sfida scientifica ancora aperta per dimostrare come, quando, e perché.

Bibliografia essenziale: Società Geologica Italiana, 2002; Vai G.B., 1963; Venturini C., 2006; Zanferrari A., 2006a.

Creta della Chianevate, Chialderate e Monumenz: calcari devoniani, carsismo e glacialismo

• **Passo di Monte Croce Carnico,** Paluzza, Udine.
Le pareti rocciose strapiombanti de La Chianevate e le più percorribili balze rocciose della vicina Chialderate sono un'occasione per osservare direttamente i depositi della scogliera devoniana (v. geosito Scogliera devoniana del Monte Cogliàns) e le diffuse morfologie legate all'azione glaciale e allo sviluppo selettivo del carsismo. Lo stretto vallone che si allunga tra le imponenti pareti del Monte Cogliàns e della Creta della Chianevate è uno splendido e incontaminato esempio di morfologia glaciale. La varietà di forme prodotte dal carsismo superficiale è notevole e ben rappresentata nei dintorni di Casera Monumenz. Il valore di questo sito è giustificato non solo dalle particolari forme carsiche, ma anche dal fatto che il loro sviluppo è condizionato da un reticolo di faglie sin-sedimentarie che ha guidato lo sviluppo selettivo del carsismo.
• **Grado d'interesse:** sovranazionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, paleontologia, geomorfologia, carsismo.
• **Accessibilità:** è raggiungibile a piedi dal Rifugio Marinelli (CAI n. 171 e n. 149) o dal Passo di Monte Croce Carnico (3-4 ore con i sentieri CAI n. 146 e n. 149) attraverso la "Traversata Carnica".

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

La scogliera

Dal Rifugio Marinelli per raggiungere La Chianevate si attraversa la località Chialderate. Un'ottima occasione per osservare gli affioramenti calcarei della famosa scogliera devoniana - la più imponente scogliera paleozoica d'Europa - che poco oltre forma le inaccessibili pareti verticali della Creta della Chianevate. Gli strati sub-orizzontali della Chialderate sono formati da calcari molto puri composti da frammenti organici di grandezza variabile, tutti originati dalla rottura di gusci e impalcature di organismi marini. Erano sia organismi che contribuivano ad aumentare il corpo massiccio (cosiddetto "bio-costruito") della scogliera, sia organismi dotati di guscio e liberi di muoversi nelle zone di retroscogliera, più note con il termine generico di laguna.

Osservando con cura i calcari della Chialderate inizialmente attrae ed entusiasma la presenza di grandi elementi dalla forma convessa e regolare. Sono stromatoporoidi, organismi biocostruttori, un tempo *incertae sedis* e oggi attribuiti al phylum Porifera (spugne). Arrivano a misurare fino a oltre mezzo metro di diametro. Guardando meglio ci si rende conto che, anche i resti fossili più grandi, sono frammenti di stromatoporoidi spezzati e rimossi dalla loro posizione originaria di crescita. Li circonda un "tritume organogeno" nel quale sono immersi e col quale oggi sono tutt'uno.

Sono tutti fossili che risulta impossibile estrarre dalla roccia in quanto visibili su superfici omogenee e prive di asperità. Si prestano comunque ad essere fotografati con buoni risultati che sostituiscono egregiamente la smodata passione del "distruggi e porta a casa".

L'impronta carsica

I calcari della Chialderate evidenziano l'elevata propensione al carsismo attraverso fitti solchi di dissoluzione (*Karren*) e lo sviluppo di doline e inghiottitoi. Il più noto è l'Acqua Nera (1963 m, n. cat.1762/706 FR), a NE della località Plotta.

CRETA DELLA CHIANEVATE
KELLERSPITZEN
CRETA DI COLLINA
KOLLINSP.
CRESTA VERDE
GRÜNE SCHNEID
COGLIANS
PIC CHIADIN
PLOTTA
Cra Monumenz
Rif. Marinelli
Forc. Morareet

La Creta della Chianevate con il suo vallone e la Chialderate, permettono l'osservazione dei depositi della scogliera devoniana e delle diffuse morfologie legate all'azione glaciale.

I ripidi gradoni calcarei della Chialderate, incisi dai fitti solchi di dissoluzione carsica.

La valle glaciale

Lasciati gli affioramenti calcarei della Chialderate, spostandosi verso Nord-Est si intercetta il sentiero CAI 149 che corre in cresta ad uno splendido esempio di accumulo morenico laterale, allungato in direzione NW-SE. Questo deposito glaciale si colloca allo sbocco del Vallone de La Chianevate, uno degli ambienti naturali più selvaggi dell'intero arco alpino.

L'enorme distesa detritica che caratterizza il vallone glaciale de La Chianevate.

È un vallone stretto e incassato, di origine tettonico-glaciale, compreso tra due pareti strapiombanti il cui fondo ospita un nevaio permanente che origina un "effetto cantina" (dal toponimo carnico *cjaneva* = cantina) che gli ha dato nome.

Il fondo della gola, priva di acque superficiali, è rivestito da detriti morenici e, soprattutto, di versante. Questi sono riconoscibili per i caratteristici conoidi appoggiati alle pareti rocciose e inclinati circa 40°. Un tempo la gola, lunga poco più di un chilometro e con la testata conformata a circo, ospitava un ghiacciaio in discesa verso la Valle del Bût. L'accumulo morenico laterale può essere fatto risalire al primo degli stadi tardo-glaciali wurmiani (v. geosito Fontanon di Timau), risalente a circa 16.000 anni fa.

Monumenz

Dal vallone de La Chianevate e dalla prospiciente Chialderate si scende rapidamente verso Casera Monumenz dove, tra 1950 e 2000 m di quota, si rinvengono singolari morfologie carsiche a crepacci sviluppate nei calcari devonian - denominate per l'appunto *monumenz* (dalla lingua friulana, monumenti) - per la loro particolare forma legata alle caratteristiche geologiche ereditate, in tempi molto più antichi, dalla successione rocciosa.

Tali forme sono citate per la prima volta nel 1898 da Giovanni Marinelli nella sua mirabile "Guida della Carnia". Riconoscendo il significato carsico del processo, descrive le rocce come calcari "incisi e scolpiti dalle acque di pioggia e di fusione delle nevi". In questa ristretta area il carsismo quaternario si è sviluppato grazie alla presenza di un reticolo di paleo-faglie e fratture verticali, generate nel Devoniano, che ha guidato una corrosione selettiva. Ne è scaturita una morfologia a tozzi pinnacoli che ha enfatizzato la configurazione a blocchi ereditata dagli antichi movimenti tettonici devoniani, finendo col dare origine a queste peculiari forme, quasi una sorta di "città di roccia".

Bibliografia essenziale: Aa. Vv., 2008b; Mocchiutti A., Muscio G. & Solari M., 2006; Moro G., 2004; Società Geologica Italiana, 2002; Venturini C., 2006.

L'estesa morena laterale presente allo sbocco del vallone de La Chianevate. Sullo sfondo la Valle del Torrente Bût, dalla caratteristica impronta glaciale, con il paese di Timau.

Le singolari morfologie carsiche a crepacci sviluppate nei calcari devoniani sopra Casera Monumenz, tra i 1950 e i 2000 m di quota, devono il loro sviluppo a un reticolo di antiche faglie sin-sedimentarie.

Valle sospesa del Passo di Monte Croce Carnico

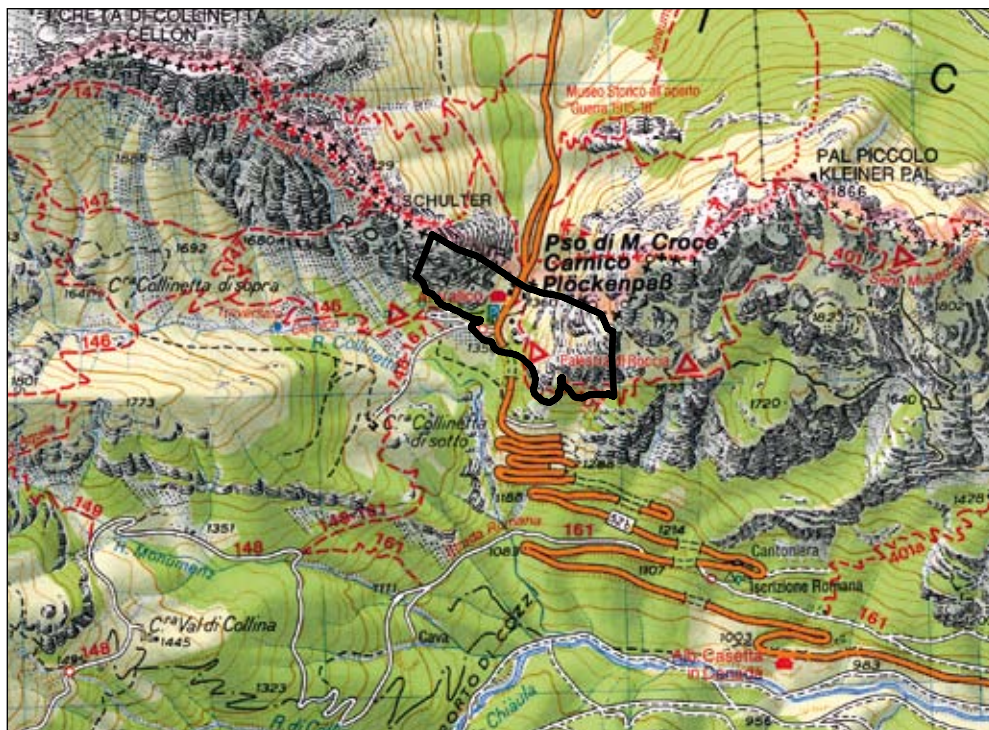
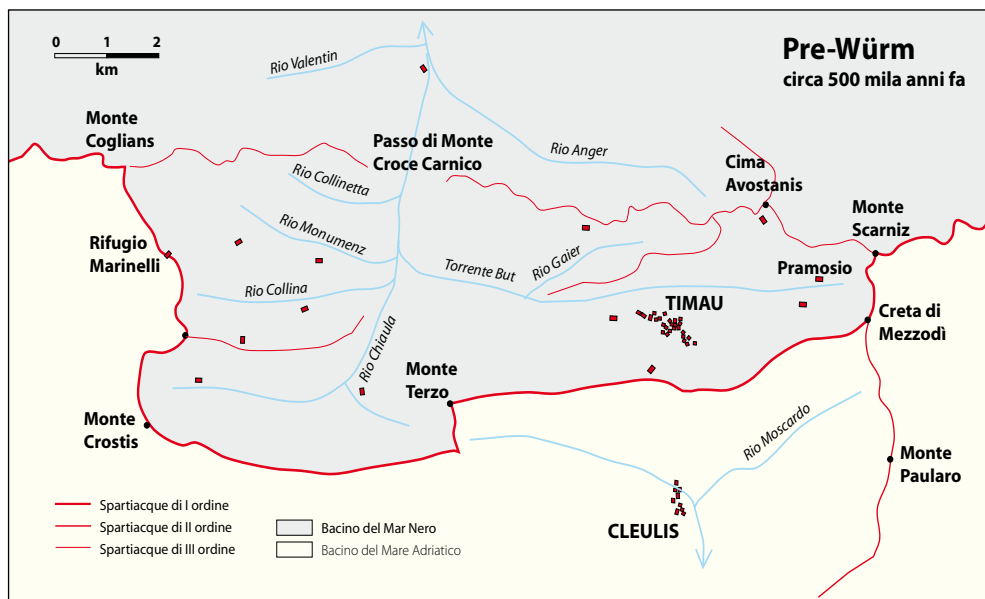
• **Passo di Monte Croce Carnico,** Paluzza, Udine.
Il Passo di Monte Croce Carnico, valico di frontiera tra Italia ed Austria, deve la sua importanza geologica al significato morfologico che riveste. Si configura come un relitto di valle fluviale indicativo di una cattura (probabilmente nel Pleistocene medio) da parte del bacino idrografico del Mare Adriatico a spese di quello del Mar Nero.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, carsismo, geologia strutturale
• **Accessibilità:** il Passo di Monte Croce Carnico è raggiungibile in auto. La valle sospesa è interessata dalle rete dei sentieri CAI della "Traversata Carnica" che collega il Passo Monte Croce Carnico al Rifugio Marinelli. Per apprezzare appieno le caratteristiche morfologiche del geosito, è opportuno raggiungere uno dei rilievi che lo delimitano verso meridione (ad es. il Cimon di Crasulina).

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

Il Passo di Monte Croce Carnico è collocato lungo il confine italo-austriaco, sulla linea di spartiacque di prim'ordine tra il bacino idrografico del Mare Adriatico (territorio italiano) e quello del Mar Nero (territorio austriaco). Evidenze morfologiche suggeriscono che alcune centinaia di migliaia di anni fa i drenaggi fluviali di questo settore fossero molto diversi dalla configurazione odierna.

L'attuale valico è un solco largo in sezione non più di 100 m e allungato in direzione N-S per 300 m. È delimitato da versanti in roccia (calcari devoniani) con pareti sub-verticali. A sua volta l'incisione del Passo è contenuta in una più ampia conca rocciosa dalla tipica forma a U (origine glaciale). Di essa incide il fondo per quasi 200 m. La larghezza della conca a U è circa quattro volte quella della stretta incisione del valico ed è anch'essa orientata in senso meridiano.

La doppia morfologia del settore di valico suggerisce lo sviluppo di una iniziale esarazione glaciale che ha generato la grande conca a U; ad essa è seguita l'incisione fluviale che ha prodotto il solco di valico. Considerazione importante: sia i ghiacci sia il successivo corso fluviale sostituitosi ad essi, ricevevano alimentazione da Sud, dalla giogaia dei Monti Crostis e Terzo, scorrendo su un fondovalle che correva prossimo a 1600-1400 m di altezza. Anche il tratto vallivo che da Timau si allunga verso il Passo di Monte Croce Carnico era collocato a quote comparabili e le sue acque (e ghiacci) si muovevano verso il Passo di Monte Croce Carnico scendendo dalla zona di Pramosio.

Osservando oggi la zona appena a valle di Timau non può sfuggire l'angusto restringimento della vallata. La strettoia, lunga meno di 1 km - un'incisione fluviale tra ripide sponde rocciose - si colloca nel punto in cui il corso del Torrente Bût effettua una deviazione a gomito prossima a 90°. La particolare morfologia suggerisce uno sviluppo relativamente recente rispetto alle altre parti della vallata. La ragione potrebbe essere fatta risalire alla presenza, in quello stesso punto e fino ad

Il Passo di Monte Croce Carnico visto da Sud. Si nota l'ampia conca di origine glaciale sul cui fondo si inserisce lo stretto solco del valico, interpretato come residuo della valle fluviale alimentata dalle acque del Rio Chiaula (in primo piano) e di tutta l'alta Valle del Bût.

Antico confine di spartiacque tra il bacino del Mare Adriatico (giallo) e il bacino del Mar Nero (grigio). L'intera vallata dell'alto Torrente Bût attraverso il valico di Monte Croce Carnico portava le proprie acque verso l'attuale territorio austriaco.

Attualmente nelle Alpi Carniche centrali il confine di spartiacque tra i bacini del Mare Adriatico e del Mar Nero ha assunto un decorso meno frastagliato rispetto ad un tempo. Questo grazie alle catture fluviali operate nell'ultimo mezzo milione di anni.

Il solco fluviale del Passo incide il fondo di una più antica conca glaciale modificata dai successivi e ripetuti transiti glaciali.

alcune centinaia di migliaia d'anni fa, di un alto diaframma roccioso che collegava il Monte Terzo alla Creta di Mezzodì (Pramosio). Era un crinale in grado di separare i drenaggi diretti a Nord (Austria) via Passo di Monte Croce Carnico, da quelli diretti a Sud, verso Paluzza e Tolmezzo.

Si ricava che tutta l'alta Valle del Bût da Timau in poi - circa 25 km^2 di territorio - solo "recentemente" è stata conquistata dal bacino idrografico del Mare Adriatico che l'ha letteralmente strappata al Mar Nero. La ragione di tale cattura fluviale risiederebbe nel cedimento improvviso del diaframma roccioso di Timau (l'antico crinale Monte Terzo-Creta di Mezzodì). Di esso oggi resta solo la traccia morfologica rappresentata dal restringimento della valle, a Timau, nel punto di deviazione improvvisa del Torrente Bût.

L'improvvisa eliminazione fisica (per probabile franamento) del diaframma che separava le due vallate, del medio e dell'alto Torrente Bût fino a quel momento distinte, favorì lo sviluppo di rapide erosioni fluviali nel tratto dell'alto Bût. Il fondovalle da Timau al Passo di Monte Croce Carnico fu col tempo inciso e abbassato fino al raggiungimento delle quote attuali, livellate a quelle, notevolmente inferiori, del segmento tra Cleulis e Paluzza. L'intenso processo erosivo, protratto per molte migliaia di anni, ha finito con l'isolare morfologicamente il Passo di Monte Croce Carnico sospendendolo di ben 400 m sopra il corso dell'odierno Torrente Bût, e privandolo di ogni transito idrico.

Il Passo, con la sua particolare posizione strapiombante sul fondovalle che conduce a Timau, è uno dei vari dati che resta a testimonianza della cattura fluviale operata nella zona di Timau dal medio Torrente Bût a spese dell'alto Torrente Bût. Non è possibile stabilire con precisione quando questo avvenne. Con tutta probabilità oltre 300.000 anni fa, ma sicuramente non più di 800.000 anni or sono. L'erosione che a monte di Timau cominciò a "rimontare all'indietro" (regressiva), fu la logica conseguenza seguita al crollo dello spartiacque. Ha finito dunque con l'asportare uno spessore medio di rocce non inferiore a 400 m. In questo, un contribuito notevole è stato fornito dall'alternarsi di condizioni glaciali e interglaciali.

La capacità di allontanare con estrema facilità enormi quantitativi di macerie rocciose è da sempre una prerogativa dei ghiacciai. In questo caso i ghiacci, una volta franato il diaframma di Timau, avevano cominciato a sfruttare l'invito morfologico prodotto dal varco, muovendosi anche verso Paluzza, e ripulendo la zona dai detriti di frana a beneficio della successiva erosione regressiva fluviale.

La cattura fluviale di Timau è una delle tante avvenute nell'ultimo mezzo milione di anni nel settore alpino nord-orientale (v. geosito Spartiacque di Camporosso). Si sono tutte verificate a spese del bacino idrografico del Mar Nero e a vantaggio di quello del Mare Adriatico.

In aggiunta, nelle rocce calcaree (Devoniano) della parete orientata E-W che delimita il posteggio della frontiera italiana è presente una particolarità tettonica. Si osserva una estesa superficie di faglia (esposta su 60 m^2) che conserva le caratteristiche strie prodotte dallo scorrimento dei due lembi rocciosi.

Per chi ne sa un po' di geologia si può aggiungere che la struttura è verticale ed è orientata N 90° E (E-W), le strie sono orizzontali ed i "gradini di calcite" prodottisi durante il movimento di faglia (diffusi ma visibili solo ad un'attenta osservazione) individuano un movimento verso sinistra del blocco mancante. La faglia fu attivata nel Pliocene, durante la fase neoalpina, da uno sforzo compressivo orientato NW-SE.

Bibliografia essenziale: Amodeo A., Carulli G.B., Nimis G.P. & Santorini F., 1968; Venturini C., Spalletta C. & Vai G.B., 2002a; 2002b, Venturini C., 1991a; 2003a; 2003b.

Fontanon di Timau

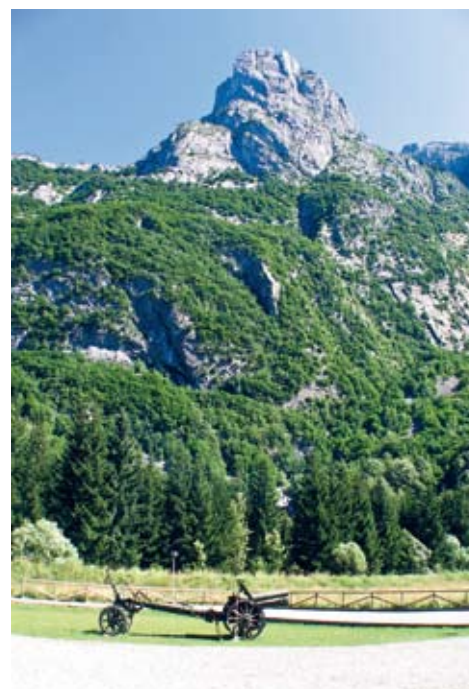
• **Timau,** Paluzza, Udine.
Con questo nome è indicata un'imponente sorgente carsica perenne, nota e celebrata fin dai tempi romani e, sicuramente, anche dai celti che prima ancora abitavano la Valle del Bût, nell'alta Carnia. Un ulteriore elemento che arricchisce il sito è costituito dal deposito a grandi blocchi sul quale le acque scorrono per oltre duecento metri prima di riversarsi nel sottostante Torrente Bût. Si tratta dei resti di una morena stadiale tardo-glaciale, che le retroerosioni fluviali hanno sventrato, rendendola (quasi) irriconoscibile.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia, carsismo.
• **Accessibilità:** è accessibile in breve tempo a piedi lungo il sentiero CAI n. 402 che si stacca dalla Strada Statale 52 bis poco a monte di Timau.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

La sorgente carsica perenne del Fontanon di Timau è visibile dalla Strada Statale 52 bis che, a breve distanza, ne attraversa le acque spumeggianti. Sgorgano dalla base di una strapiombante parete calcarea (Creta di Timau) formata da strati devoniani resi verticali dalle spinte compressive erciniche (attive circa 320 milioni di anni fa). La litologia calcarea, unitamente alle faglie e fratture acquisite in seguito, durante l'orogenesi alpina, hanno favorito la carsificazione del massiccio. Il deflusso è perenne, maggiore di 1 m^3/sec. Numerose grotte costellano la parete calcarea nei pressi della sorgente; alcune sono artificiali e risalgono alla Grande Guerra, altre sono modesti ampliamenti artificiali di cavità naturali, parte di un complesso sistema di cunicoli dei quali il condotto della sorgente del Fontanon funge probabilmente da collettore.

Le acque della sorgente si riversano nel Torrente Bût dopo una ripida discesa tra i massi di un deposito morenico, localmente cementato. Si è accumulato circa 16.000 anni fa alla fronte di una lingua tardo-glaciale in stazionamento. L'accumulo morenico, riferibile al primo degli stadi tardo-glaciali seguiti alla deglaciazione würmiana, prosegue in affioramento lungo la strada statale, fino alla periferia di Timau.

Un'ulteriore porzione del deposito, mascherata dalla vegetazione e rimaneggiata da interventi antropici, è stata separata dal corpo principale dalle intense erosioni fluviali. È riconoscibile nel rilevato naturale (+6 m) che emerge dalle alluvioni del Torrente Bût, circa 200 m a valle del ponte che conduce all'Ossario della Grande Guerra. Risalendo il versante, oltre quota 900 m, le porzioni sommitali del deposito morenico sono rivestite e ammantate da più recenti detriti di versante.

Bibliografia essenziale: Calandri G., 1998; Venturini C., Pondrelli M., Fontana C., Delzotto S. & Discienza K., 2001; Venturini C., Spalletta C., Vai G.B., Pondrelli M., Fontana C., Delzotto S., Longo Salvador G. & Carulli G.B., 2009; Venturini C., Spalletta C. & Vai G.B., 2002.

La strapiombante Creta di Timau, vista dal piazzale del Sacrario. Alla base della parete calcarea sgorga il Fontanon.

La sorgente del Fontanon di Timau: la SS 52bis ne attraversa le acque, più copiose con lo scioglimento delle nevi.

Forra del Torrente Chiarsò

• **Plan di Zermula,** Ligosullo e Paularo, Udine.
Nel tratto a monte del Ponte Fuseit sul Torrente Chiarsò in località Las Callas si apre una forra che incide in maniera spettacolare termini della successione devonico-carbonifera.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geologia stratigrafica, idrogeologia.
• **Accessibilità:** la zona più spettacolare della forra è raggiungibile attraverso un sentiero in parte attrezzato che riprende il vecchio ripido tracciato realizzato nelle fasi di progettazione della Diga (mai realizzata) di Paularo. Il fondo della forra è accessibile dalla strada Paularo-Cason di Lanza attraverso il sentiero CAI n. 442 che raggiunge il Ponte Fuseit.

DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol e Franco Cucchi

Il Torrente Chiarsò dopo aver bruscamente mutato la sua direzione da E-W a N-S in corrispondenza di Stua di Ramaz (v. geosito Strati rovesciati a Stua di Ramaz), incide profondamente la valle in una stretta gola a pareti subverticali che superano i 200 metri di dislivello alla stretta di Las Callas.

Questo toponimo deve la sua origine al fatto che lungo queste pareti si calavano, con scale e corde, i boscaioli per liberare i tronchi che, tagliati nei boschi in montagna, venivano trasportati a valle dalle acque del Chiarsò. I tronchi venivano provvisoriamente raccolti, poco a monte, e "bloccati" da una diga temporanea, la Stua di Ramaz, poco più a monte.

Gli effetti dell'azione erosiva delle acque correnti si manifestano particolarmente marcati lungo il tratto di circa 1200 metri compreso tra Pian del Zermula-Las Callas e il Ponte Fuseit. Da monte a valle il Chiarsò attraversa a Las Callas le arenarie litiche, le siltiti, le argilliti ed i conglomerati della Fm. dell'Hochwipfel, il contatto con i calcari pelagici devoniani, i calcari pelagici (calcari micritici, stilolitici e fossiliferi, calcareniti a Crinoidi, calciluti ad oncoidi) strutturati ad anticlinale con l'asse perpendicolare al torrente, una faglia retrovergente e nuovamente i termini dell'Hochwipfel. Un'ansa in prossimità del Ponte Fuseit gli consente di riattraversare per un breve tratto i calcari devoniani.

Le morfologie derivanti dall'erosione torrentizia sono peculiari, con pareti levigate, marmitte d'erosione, sottoescavazioni, pozze e salti stanti ad indicare il dinamismo evolutivo del reticolo idrografico.

Le notevoli diversità litologiche nella successione stratigrafia incisa dal Torrente Chiarsò determinano un paesaggio spettacolare ed affascinante anche dal punto di vista geologico.

Bibliografia essenziale: Dal Piaz G., 1958; Pecile I. & Tubaro S., 2008; Venturini C., 2002c; 2006.

Fenomeni di erosione nella gola del Torrente Chiarsò nel tratto fra Paularo e Stua Ramaz.

La forra del Torrente Chiarsò in una immagine di 50 anni fa: si riconosce il sentiero scavato nella parete (da Dal Piaz, 1958).

Lago Avostanis: Calcari di Pramosio e Formazione dell'Hochwipfel

• **Monte Avostanis, Pramosio,** Paluzza, Udine.
Il Lago Avostanis costituisce un ottimo esempio di invaso montano favorito dal modellamento glaciale. Quest'ultimo ha sviluppato i propri effetti sulla base di una erosione differenziale delle litologie presenti ed è stato guidato, nella sua genesi, dalla posizione di una faglia. Inoltre, le rocce affioranti del substrato che ne confinano lo sviluppo mostrano un interessante contatto stratigrafico tra i Calcari di Pramosio (Devoniano sup.) e le soprastanti peliti e arenarie della Fm. del Hochwipfel (Carbonifero inf.).
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geologia stratigrafica, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** il sito è ubicato lungo un tratto della "Traversata carnica", il percorso escursionistico tra Italia e Austria che collega il Passo Monte Croce Comelico con Tarvisio. Si raggiunge con facilità arrivando in macchina fino a Casera Pramosio bassa (1521 m) e da lì a piedi, con una salita di circa 400 m di dislivello, lungo mulattiera (CAI n. 402) fino al lago.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini e Claudia Spalletta

Nell'alta Valle del Torrente Bût, sopra Timau e a ridosso del confine con l'Austria, si estende il comprensorio di Pramosio (v. geositi Miniera medievale di argento di Pramosio e Brecce, filoni e faglie di Malpasso-Pramosio).

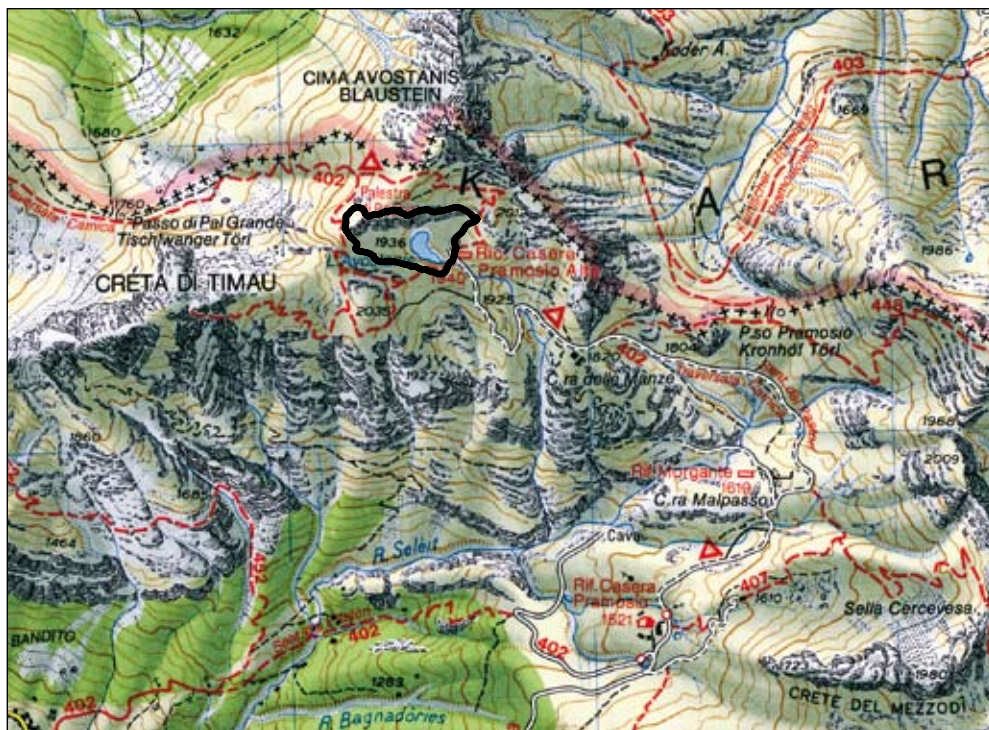
Il territorio di Pramosio si sviluppa tra gli ampi pascoli delle quote inferiori e le ripide pareti rocciose delle alte quote. Un settore ampio un paio di km^2, distribuito oltre il limite altimetrico della vegetazione perenne che, nelle Alpi Carniche, si attesta intorno a quota 1500 m.

Con tali premesse è ancora più sorprendente e appagante salire dai 1521 m di quota di Casera Pramosio bassa ai 1940 m di Casera Pramosio alta, situate ai due limiti opposti del territorio, e accorgersi che quest'ultima si adagia in una conca erbosa con al centro un laghetto di origine glaciale a forma di goccia.

A impreziosire lo scenario si aggiunge una parete calcarea verticale che, simile ad un gigantesco sipario, s'innalza dominando la superficie del lago. È alta fino a 150 m e si estende per circa 500 m con direzione quasi E-W. Il lago e la casera poggiano sulle arenarie e peliti della Fm. del Hochwipfel, risalenti al Carbonifero inf.

La conca è interamente modellata in queste due litologie, alternate tra loro e sottilmente stratificate, più facilmente esarabili dai transiti glaciali che nel Würm e tardo-Würm hanno lasciato anche qui la loro vistosa impronta morfologica.

La parete rocciosa che delimita e chiude verso Nord la conca è invece formata da calcari di età devoniana sup. (Calcare di Pramosio), più resistenti all'esarazione glaciale. La parete coincide con una faglia ad assetto verticale, ereditata dall'orogenesi alpina. Il movimento ha prodotto nella roccia calcarea, per un limitato spessore, una serie di fratture.

Al ritiro dei ghiacci lo spessore fratturato si è disgregato lentamente sotto l'azione del gelo e disgelo. I frammenti col tempo si sono accumu-

Il Lago Avostanis è di origine glaciale, anche se la sua posizione risente di una sorta di guida tettonica. Le rocce scure che ospitano il lago, più erodibili, sono separate da un piano verticale di faglia da quelle chiare calcaree, più resistenti alle esarazioni glaciali.

Appena oltre la terminazione occidentale del paretone del Lago, il contatto tra i Calcari di Pramosio e la Fm. del Hochwipfel, rappresentata da sedimenti fini scuri (peliti), è tettonico, ossia per faglia. Osservando l'immagine con attenzione si scorgono alcune delle numerose strutture difensive risalenti alla prima guerra mondiale presenti in questo settore di confine.

Gonioclymenia, *ammonoide visibile sui Calcari di Pramosio affioranti nei pressi del geosito. È uno dei rari esemplari di dimensioni rilevanti (circa 10 cm).*

lati per gravità al piede della parete dando forma a una serie di grandi conoidi detritici alti una quindicina di metri.

È interessante notare che le zone apicali dei conoidi, formate da detriti più fini, sono già rivestite da un esiguo spessore di suolo sul quale ha attecchito l'erba. Questo significa che non sono più alimentati da crolli e che l'intero spessore di roccia calcarea fratturata dalla faglia si è ormai staccato accumulandosi al piede della parete.

Il lago dunque occupa una conca generata dall'azione dei ghiacci, condizionata dalla distribuzione di litologie più o meno erodibili e influenzata dalla presenza di una faglia alpina ad assetto verticale, orientata circa E-W.

Bibliografia essenziale: Cantelli C., Spalletta C, Vai G.B. & Venturini C., 1982; Venturini C., 1990a; 1990d; Venturini C. & Spalletta C., 1980.

Il Lago Avostanis, incastonato nelle più erodibili peliti e limitato, a Nord, dalla parete calcarea coincidente con la superficie di faglia orientata E-W.

Terminazione orientale del paretone del Lago. Contatto tra i Calcari di Pramosio e la Fm. del Hochwipfel, rappresentata da sedimenti fini scuri (peliti).

Brecce, filoni e faglie di Malpasso-Pramosio

• **Casera Malpasso,** Paluzza, Udine.
La cava di calcare di Malpasso (Paluzza), abbandonata intorno all'inizio degli anni '70, costituisce una possibilità unica di osservare, sia in parete levigata che in affioramento eroso e ripulito dall'acqua corrente, il passaggio tra i calcari devoniani sup. e la soprastante successione terrigena della Fm. del Hochwipfel (Carbonifero inf.). Il contatto è arricchito da evidenze tettoniche (faglie e filoni sin-sedimentari) di chiara leggibilità.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, geologia strutturale, carsismo.
• **Accessibilità:** si raggiunge con facilità arrivando in macchina fino a Casera Pramosio bassa (1521 m di quota) e da lì, con breve salita a piedi lungo mulattiera (CAI n. 402), prendendo la direzione per il Rifugio Morgante (Casera Malpasso). Da qui in pochi minuti si arriva alla vecchia cava.

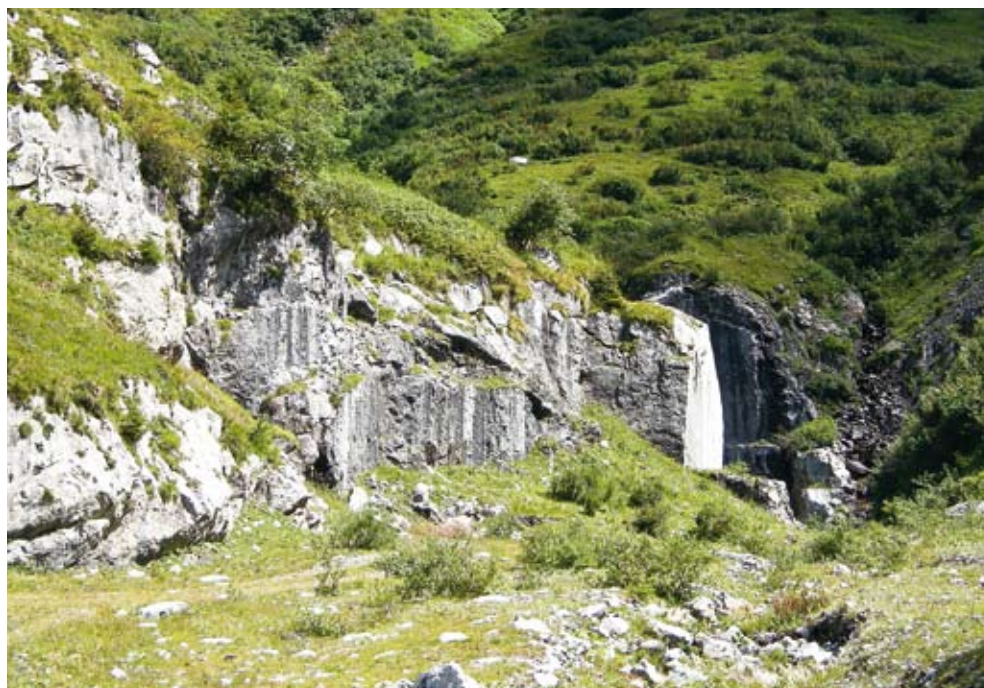
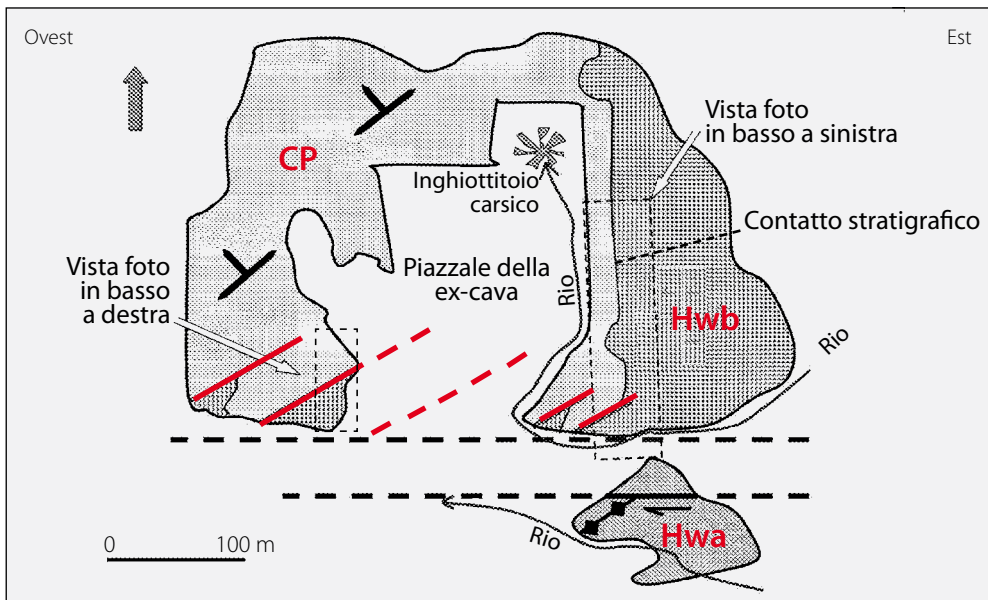
DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini e Claudia Spalletta

Il comprensorio di Pramosio, sopra Timau (Paluzza), conserva alcune peculiarità geologiche degne di nota. Tra queste merita certamente un ruolo di primo piano l'affioramento di Cava Malpasso. La cava, non più attiva da molti decenni, è sempre frequentabile. Ha la forma di un grossolano cubo aperto verso Sud, con lato di circa 50 m. Il lato di cava più interessante e didattico è quello verso monte (lato Est).

I calcari, stratificati e finissimi, sono rappresentati dall'unità denominata Calcari di Pramosio (Devoniano sup.-Carbonifero inf.). Il contatto netto con la successiva Fm. del Hochwipfel è marcato dal contrasto di colore tra le due unità: grigio chiaro per i calcari, grigio scuro-marrone per le peliti (originari fanghi) e le brecce della Fm. del Hochwipfel. Queste ultime, in questa zona, si appoggiano sulla superficie di contatto, qui modellata in due nette conche erosive ampie alcuni metri l'una che hanno inciso (nel Carbonifero inf.!) i Calcari di Pramosio.

Le brecce che rivestono i calcari sono formate da frammenti (5-10 cm) della stessa Fm. del Hochwipfel e soprattutto da blocchi grandi e piccoli del Calcare di Pramosio. Il livello basale di breccia è il prodotto di un franamento subacqueo e si ispessisce lateralmente passando da uno a parecchi metri. I blocchi calcarei (Calcari di Pramosio) che formano la breccia raggiungono anche un paio di metri di lunghezza.

L'orizzonte basale di breccia passa, verso l'alto, ai caratteristici depositi della Fm. del Hochwipfel (siliti e argilliti grigio scure). Ad essi si intercalano poi i tipici strati torbiditici, spessi fino a mezzo metro, formati da arenarie quarzose.

Risalendo per una decina di metri il rio che lambisce la cava si attraversano interessanti affioramenti di breccia erosi e puliti dall'acqua. Corrispondono a quelli che si notano alla sommità della parete orientale della cava, ben visibili dal basso. È proprio risalendo il piccolo rio, lungo il margine di un ripido cono di detriti, che si incon-

L'area della cava abbandonata di Malpasso, una sorta di finestra aperta sul passato remoto di questo settore. A sinistra i Calcari di Pramosio (Devoniano sup.-Carbonifero inf.); a destra il piccolo rio indica il contatto con la Fm. del Hochwipfel (Carbonifero inf.).

Carta geologica della ex-cava Malpasso. Linee rosse: faglie sin-sedimentarie del Carbonifero inf.; linee nere: faglie sviluppate durante l'orogenesi alpina (Cenozoico). CP: Calcari di Pramosio; Hw: Fm. del Hochwipfel (a: peliti e arenarie; b: brecce e filoni).

La ex-cava Malpasso si trova nella vallecola che si approfondisce verso sinistra. Le rocce (Calcari di Pramosio) che affiorano tra l'erba del maggiore dei due dossi erbosi separati dalla strada sterrata sono la terminazione della parete nord della ex-cava.

Le rocce calcaree (Devoniano), lisciate dal taglio di cava, sono riconoscibili per le fasce verticali scure di alterazione prodotte dalle acque dilavanti. I filoni sin-sedimentari, sub-verticali e irregolari, ne interrompono la continuità e sono riempiti da materiale brecciato e fine.

La roccia scura è una breccia a grossi blocchi sparsi tra abbondanti frammenti fini. Il contatto con i calcari chiari è una superficie di antica faglia sin-sedimentaria.

trano i blocchi calcarei di maggiori dimensioni, sempre inglobati in abbondante matrice pelitica scura.

Il complessivo orizzonte di breccia è interpretabile come l'effetto di un franamento sottomarino in un mare che stava approfondendosi a causa di generalizzati cedimenti dei fondali. Gli abbassamenti erano improvvisi - probabilmente anche alcuni decimetri alla volta - ed erano guidati dai movimenti indotti da una serie di faglie distensive che frammentavano i calcari. Alcune tra tali faglie sono ancora riconoscibili negli affioramenti della Cava Malpasso. Faglie di questo tipo sono particolari e sono chiamate sin-sedimentarie; questo perché la loro attivazione influenza direttamente la sedimentazione nel luogo stesso in cui si generano.

Osservando frontalmente la parete di cava che preserva intatto il contatto calcare/breccia, alla sua estremità destra si può notare come la breccia si sia letteralmente infilata (nel momento in cui si generava!) lungo una delle faglie sin-sedimentarie. Ha formato un cosiddetto filone sedimentario, spesso quasi un metro e inclinato ripidamente verso destra.

Il filone sedimentario è formato da materiale che ha riempito il vuoto che si era venuto a creare durante il movimento e allargamento della faglia sin-sedimentaria.

Un'ultima interessante osservazione riguarda il percorso del rio che lambisce gli affioramenti orientali della cava. Parte delle acque, seguendo l'invito morfologico della depressione generata dallo scavo, curvano improvvisamente a 90° rasentando il taglio artificiale in roccia, per poi sparire intercettate da un piccolo inghiottitoio carsico aperto sul fondo della cava stessa.

Bibliografia essenziale: Venturini C. & Spalletta C., 1980; Venturini C., 1990a; 1990d.

Successione ercinica rovescia a Stua di Ramaz

• **Stua di Ramaz,** Ligosullo e Paularo, Udine.

La Catena Carnica ha molte peculiarità che la rendono unica nel patrimonio geologico italiano ed europeo. La principale è la presenza di una successione paleozoica antica quasi mezzo miliardo di anni (Ordoviciano-Carbonifero) e capace di mantenere intatti nel tempo i propri caratteri sedimentari e paleontologici. Alla Stua di Ramaz è possibile osservare in dettaglio sia il passaggio tra unità di età devoniano-carbonifera, sia le deformazioni erciniche (e quelle alpine) che ne hanno modificato drasticamente la giacitura originaria. Tutto questo può essere apprezzato lungo un taglio stradale in roccia che si sviluppa per alcune centinaia di metri.

• **Grado d'interesse:** regionale.

• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, geologia strutturale, idrogeologia.

• **Accessibilità:** a monte di Paularo il Torrente Chiarsò ha inciso una profonda gola nelle rocce paleozoiche antiche. La valle può essere percorsa utilizzando la strada intercomunale che, attraverso il Passo del Cason di Lanza, collega la Carnia al Pontebbano. Il tratto più spettacolare e interessante si colloca all'estremità settentrionale della forra, nei pressi della Stua di Ramaz.

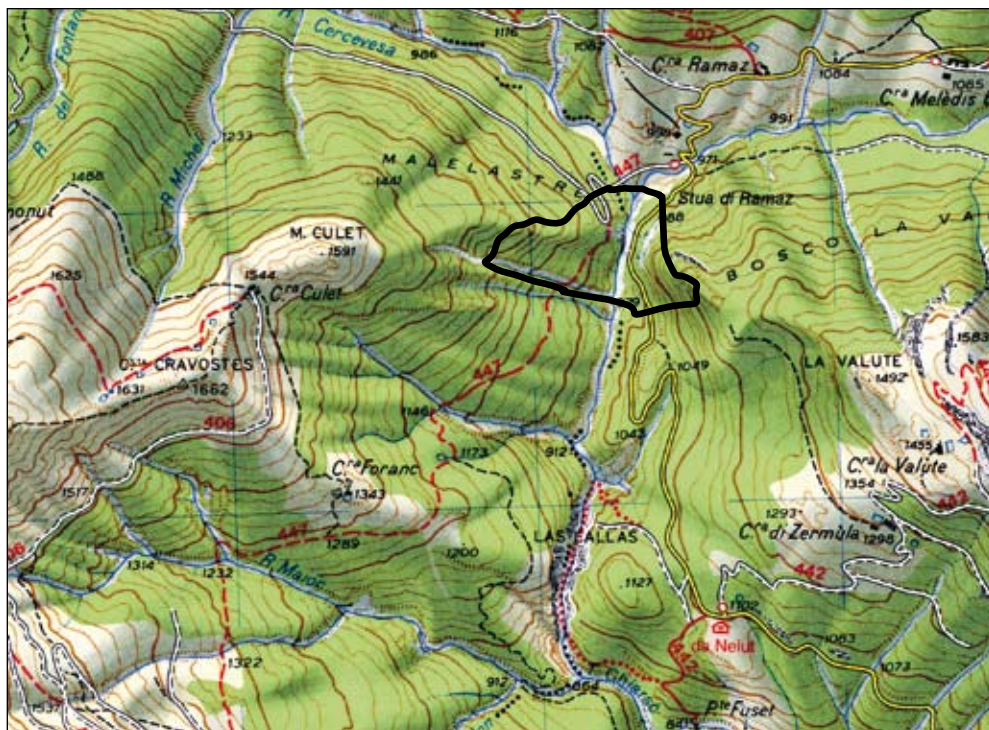
DESCRIZIONE

A cura di Corrado Venturini e Claudia Spalletta

Stua di Ramaz è una località situata a settentrione della forra del Torrente Chiarsò; deve il suo nome alla funzione, rivestita per molti secoli, di raccolta e stoccaggio di tronchi che da lì venivano poi inviati, via fiume, verso il centro di smistamento posto in prossimità di Paularo.

Il sito si sviluppa su entrambi i versanti del ripido solco fluviale. In sinistra idrografica il taglio stradale consente di apprezzare il rapido passaggio tra i Calcari di Pramosio (Devoniano sup.) e le peliti e arenarie della Fm. del Hochwipfel (Carbonifero inf.). Tra le due unità si interpone quasi un metro di radiolariti fittamente stratificate (Radiolariti del Rio Chianaletta/Fm. di Zollner). Sono queste delle selci di origine organica, dovute all'accumulo di microscopici gusci di radiolari in seguito ricristallizzati.

Il passaggio tra le unità è messo in evidenza dalla netta differenza di colore: grigio chiaro per i calcari e decisamente scuro per le altre formazioni. Tutte sono ben stratificate e la loro giacitura immerge verso monte (NE). Un'attenta osservazione degli strati calcarei potrebbe portare a scoprire alcune Climenie, molluschi "progenitori" delle più note Ammoniti; di esse replicano l'andamento spiralato del guscio. Gli esemplari di questo sito sono sempre di taglia sub-centimetrica.

Sia camminando lungo le rocce che affiorano lungo la strada, sia traguardando le stesse dalla mulattiera che corre sul lato opposto del Torrente Chiarsò, non può sfuggire che la Fm. del Hochwipfel, l'unità più recente (Carbonifero), compare "sotto" ai calcari (Devoniano), invece che sopra ad essi. Una tale anomalia si spiega con il rovesciamento dell'intera successione. Tale ribaltamento, causato più di 300 milioni di anni fa dalle poderose spinte erciniche, non riguarda solo la porzione di rocce visibili nel sito, ma il complessivo Monte Zermùla e le sue propaggini settentrionali, sviluppate verso il confine italo-austriaco.

Successione di rocce scure e chiare. Le rocce chiare sono calcari del Devoniano (Calcari di Pramosio), le scure sono peliti del Carbonifero (Fm. del Hochwipfel). Ma le rocce scure in origine stavano… sopra le chiare, in quanto più recenti.

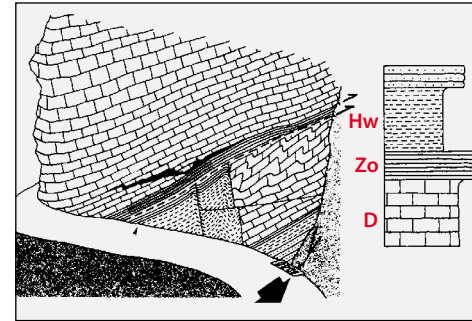
Dettaglio del contatto visibile nella foto sottostante.

Il contatto rovescio visibile lungo la strada, con i calcari devoniani sopra il più recente Flysch dell'Hochwipfel.

Le peculiarità geologiche di questo sito non sono dunque solo stratigrafiche (i chiari contatti tra varie unità paleozoiche) ma anche tettoniche, ossia deformative. Queste ultime rappresentano l'effetto diretto dell'orogenesi ercinica che nel Carbonifero deformò le successioni rocciose della Carnia di allora.

La successione rovesciata, estesa in pianta per decine di chilometri quadrati oltre il perimetro del sito, corrisponde al fianco coricato di una enorme piega generatasi poco più di 300 milioni di anni fa. Lungo il fianco della mega-piega ercinica sono numerose le pieghe minori (ettometriche e decametriche) che, strutturate in cascata, ne ripropongono lo stile. Se ne osserva un esempio lungo la strada stessa, proseguendo verso Nord, in corrispondenza di un tratto levigato dall'acqua, dove i calcari chiari devoniani lasciano il posto a calcari di colore nocciola sottilmente stratificati.

Anche lungo il versante destro del profondo solco fluviale un occhio esperto individua con facilità i treni di pieghe decametriche situate nella fascia di passaggio tra calcari, radiolariti e peliti, lì dove il versante si fa scosceso e dirupato.

Durante l'orogenesi ercinica tanto la grande piega rovescia quanto le pieghe minori che ne interessavano i fianchi, si erano formate con assi circa orizzontali. Attualmente, al contrario, tutti gli assi delle pieghe sono solidalmente inclinati verso SE di quasi 50°. Si ritiene che ad inclinarli siano state le compressioni alpine, che hanno agito su quelle stesse rocce oltre 250 milioni di anni più tardi, in tempi geologici "molto più recenti".

Raggiungendo la sponda destra del Torrente Chiarsò diventa percepibile un altro carattere stratigrafico. Il ripido versante in roccia è formato da calcari sottilmente stratificati, rossi e grigio chiari, alternati. Sono i Calcari di Cuestalta, deposti nel Devoniano inf. Gli strati rossi sono composti da particelle calcaree tanto fini da non poter essere distinte, nemmeno al microscopio ottico. In origine si trattava di fanghiglie a composizione calcarea. Si accumulavano con lentezza sui fondali del mare del Devoniano inf., la cui profondità raggiungeva al massimo poche centinaia di metri.

I calcari chiari sono invece formati non solo da particelle fini ma anche da un'infinità di frammenti chiari e scuri, da minuti a più grossolani, anch'essi di composizione calcarea. Sono tutti pezzetti di originari gusci, impalcature scheletriche e rivestimenti, appartenuti a organismi vissuti in fondali marini poco profondi e scivolati in massa per gravità, strato dopo strato, verso le zone più depresse. Si andavano periodicamente a depositare dove abitualmente si accumulavano per lentissima decantazione i fanghi calcarei rossi, intercalandosi ad essi.

I frammenti scivolavano verso le profondità formando correnti di torbida che davano luogo a depositi gradati grigio-chiari: più grossolani alla base dello strato, più fini al tetto. La loro deposizione era rapida, pressoché istantanea. Al contrario, quella degli strati calcarei finissimi rossi era lentissima. È per tale ragione che questi ultimi avevano tutto il tempo di ossidarsi, diventando rossastri.

Tutti questi dati, stratigrafici, litologici e tettonici, non sarebbero oggi visibili (e studiabili) senza l'erosione fluviale operata dal Torrente Chiarsò e databile al Plio-Quaternario (v. geosito Forra del Torrente Chiarsò).

Schema geologico semplificato del contatto raffigurato nella fotografia precedente (da Venturini, 1990). D: Calcari di Pramosio (Devoniano); Zo: radiolariti della Fm. di Zollner (Carbonifero inf.); Hw: peliti e areniti della Fm. del Hochwipfel (Carbonifero inf.).

Osservando il contatto rovescio, si riesce a percepire la portata della deformazione che è stata capace di ribaltare la stratificazione di un'intera montagna (il Monte Zermùla) e delle sue propaggini settentrionali (Cp: calcari paleozoici; Hw: Fm. del Hochwipfel).

Bibliografia essenziale: Perri M.C. & Spalletta C., 2001; Spalletta C. & Pondrelli M., 2006; Vai G.B., 1980; Venturini C., 1983; 1990a; 1990d; 1991c; 2002c; Venturini C., Pondrelli M., Fontana C., Delzotto S. & Discenza K., 2002.

Arenaria di Val Gardena lungo il Torrente Chiarsò

• **Torrente Chiarsò,** Paularo, Udine.
Nelle successioni sedimentarie non è frequente trovare "fossilizzati" antichi depositi di pianura. Basti pensare che negli oltre 10 km di spessore di rocce paleozoiche e mesozoiche delle Alpi e Prealpi Carniche e Giulie, le pianure compaiono due sole volte. La più antica si sviluppò nel Permiano sup. e le sue rocce sono oggi l'Arenaria di Val Gardena. Lungo il Torrente Chiarsò, a monte di Paularo, l'incisione fluviale favorisce l'osservazione di caratteri vari e ancora ben decifrabili.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** dovendo distribuire le osservazioni sia in sponda destra che sinistra, si suggerisce di raggiungere la confluenza del Rio Ruat nel Torrente Chiarsò con il sentiero CAI n. 442 per la prima serie di dati (pianura fangosa e prima transizione ai depositi di laguna). Le successive osservazioni sono tutte effettuabili percorrendo un sentiero che corre rasente all'alveo del Torrente Chiarsò, lungo la sua sponda sinistra.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

Nel Permiano sup., circa 260 milioni di anni fa, un'antica pianura copriva l'area carnica e triveneta e si estendeva alle Karavanche e al territorio balcanico. Era un grande, vasto territorio sabbioso e fangoso che, verso Sud-Est, si apriva al mare. I fiumi di allora avanzavano da Nord-Ovest e, con tutta probabilità, anche da Sud-Ovest, testimoniando la posizione dei rilievi del tempo.

Oggi nel territorio carnico i corrispondenti depositi fluviali permiani sup. sono spessi da 40 m fino a oltre 200 m e complessivamente si depositarono in alcuni milioni di anni.

Se oggi sono visibili, lo dobbiamo a due successivi e distinti eventi. Il primo fu l'orogenesi alpina, che sollevò e inclinò la successione; il secondo fu l'erosione fluviale che, ad opera del Torrente Chiarsò (v. geosito Forra del Torrente Chiarsò), fu capace di aprire una profonda trincea naturale che raggiunse e incise l'antica pianura di fine Paleozoico. La corrispondente successione rocciosa è chiamata Arenaria di Val Gardena, dalla località nella quale è stata inizialmente riconosciuta e studiata nella prima metà del secolo scorso.

Quest'antica pianura fluviale è attualmente formata da rocce facilmente riconoscibili per il loro caratteristico colore rosso mattone, acquisito per ossidazione del sedimento poco dopo la sua deposizione. In questo sito è possibile ritrovare i caratteri dei fiumi permiani. Sono rappresentati dalle particolari geometrie degli originari strati sabbiosi e fangosi trasformati da tempo in rocce compatte.

Il tutto è visibile lungo un tratto di fiume lungo poco più di mezzo chilometro, situato a monte delle ultime case di Villamezzo, borgata di Paularo, nel Canal d'Incarojo.

Procedendo dal punto di confluenza del Rio Ruat nel Torrente Chiarsò, e muovendosi verso Sud, si risale il tempo geologico, attraversando uno dopo l'altro, gli strati dell'antica pianura, dai più antichi verso i più recenti.

Il Torrente Chiarsò, alla confluenza col Rio Ruat. Agli strati rossi (Permiano sup.) con diffusi orizzonti a noduli chiari (calcinelli o caliche), tipici dei depositi di pianura, si intercalano periodici sottili strati calcarei giallastri di ambiente lagunare.

Arenaria di Val Gardena. Evidenti poligoni di disseccamento, frequenti negli strati affioranti lungo il Rio Ruat. Sono un'ulteriore testimonianza di ambiente emerso, compatibile con un contesto di pianura alluvionale.

Arenaria di Val Gardena. Sponda destra del Torrente Chiarsò, a valle della confluenza con il Rio Ruat: peliti e calcari lagunari.

L'erosione del Torrente Chiarsò ha messo in luce gli antichi depositi rossi di pianura (Permiano sup.). Qui si apprezzano intercalazioni tra arenarie (originarie sabbie) fluviali, più chiare e sporgenti, e peliti (originari fanghi).

Livelli calcarei lagunari: l'orizzonte inferiore sfuma per l'alterazione operata da radici di piccole piante, anch'esse permiane.

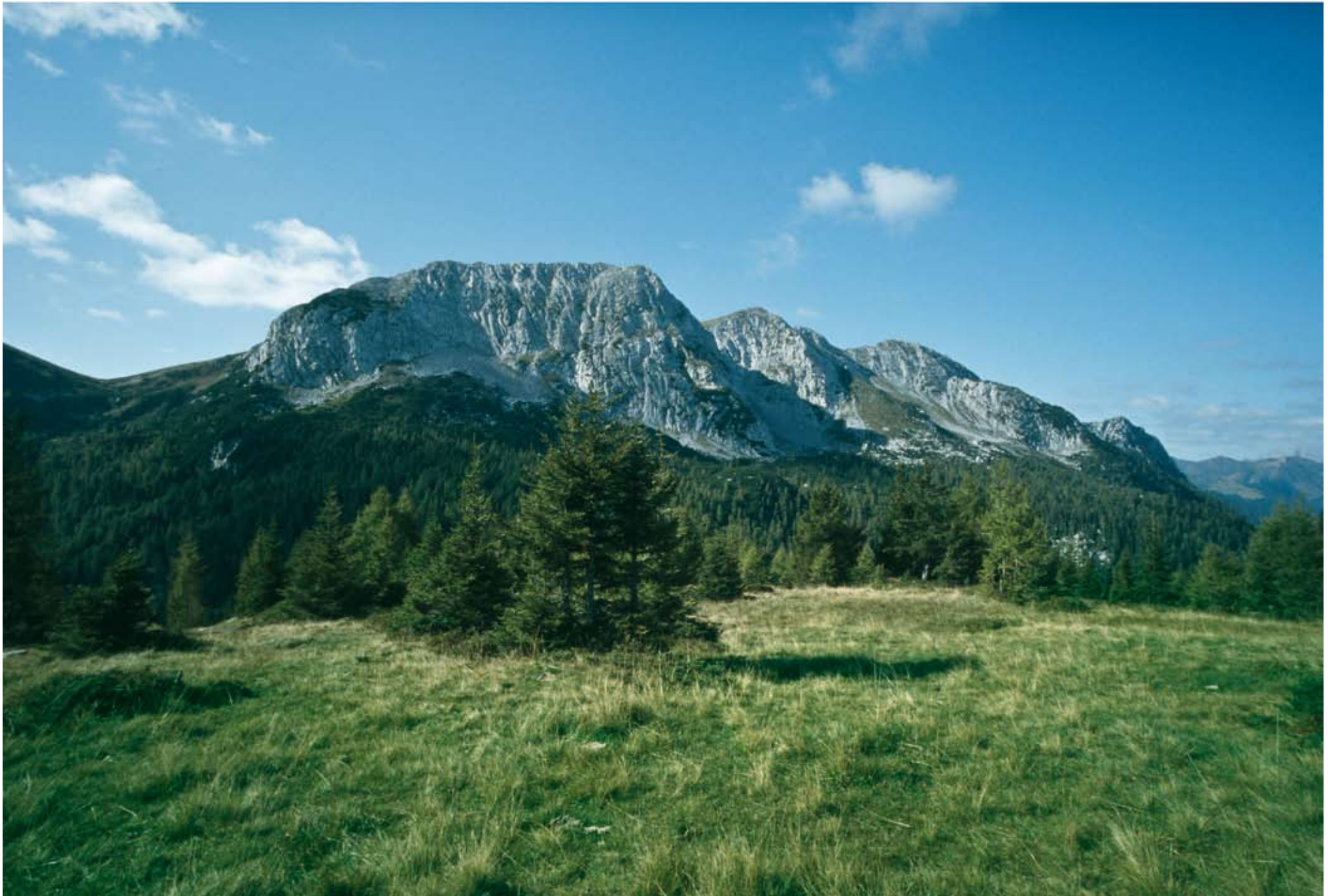
Di fronte alla confluenza del Rio Ruat affiorano, levigate dalle acque del Torrente Chiarsò, le porzioni più basse (e antiche) della pianura paleozoica. Tra le peliti rosse (originari fanghi), a tratti punteggiate da fitti noduli bianchi di natura carbonatica (i calcinelli, tipici dei contesti di pianura, specie di clima arido), si osservano sottili intercalazioni bianco-giallastre. Sono carbonati finissimi che conservano sparsi resti di foraminiferi, organismi marini unicellulari.

Gli stessi strati continuano lungo la sponda sinistra del Rio Ruat dove, risalendone il ripido corso, si intercetta il successivo passaggio ad alcuni metri di gesso. È il segnale che la pianura, a causa di un modesto innalzamento del livello marino, si era andata trasformando, seppure momentaneamente, in laguna evaporitica.

Tornando lungo l'alveo del Torrente Chiarsò e procedendo verso Paularo, si percepisce che l'ingressione marina dovette durare solo poche decine di migliaia di anni. Lo si comprende assistendo al massiccio ritorno degli strati pelitici rossi a noduli bianchi. Questa volta però non sono soli. Ad essi si associano pacchi di arenarie (originarie sabbie) capaci, con le loro geometrie, di testimoniare il passaggio prima di fiumi a canali intrecciati, a bassa sinuosità, tipici delle alte pianure, e successivamente di fiumi sinuosi, a meandri, caratteristici delle pianure distali.

Da ultimo, procedendo verso i depositi più alti e recenti dell'antica pianura, si assiste a un nuovo, progressivo, ritorno del mare. Anche questa volta la transizione dall'ambiente di pianura a quello lagunare è annunciato da una serie di fitti strati bianco-giallastri, a tratti fossiliferi con sparsi foraminiferi, alternati alle peliti rosse con calcinelli di pianura fangosa distale. Questa volta l'azione del mare è più decisa, decretando di lì a poco l'interruzione della sedimentazione dell'Arenaria di Val Gardena.

Le intercalazioni lagunari ben presto lasceranno il posto a spessi depositi marini gessosi e calcareo-dolomitici, visibili oltre il perimetro del sito, che chiuderanno il Paleozoico (v. geosito Formazioni a Bellerophon e di Werfen lungo il Torrente Bût).

Bibliografia essenziale: Cassinis G., Massari M., Neri C. & Venturini C., 1988; Ori G.G. & Venturini C., 1981; Società Geologica Italiana, 2002; Venturini C., 1986b; 1990a; 1990b; 2006; Venturini C., Pondrelli M., Fontana C., Delzotto S. & Discenza K., 2002.

L'area del Passo di Lanza e, sullo sfondo, il massiccio del Monte Zermula.

Facies di retroscogliera presso il Passo del Cason di Lanza

• **Passo del Cason di Lanza,** Paularo, Udine.
Presso il geosito affiorano i calcari grigi del Devoniano medio che costituiscono il substrato della successione permo-carbonifera, caratterizzata da litotipi in prevalenza silicoclastici riconoscibili in lontananza per il colore che varia dal marrone al grigio. I calcari devoniani, affioranti presso la caserma dismessa della Guardia di Finanza, sono ricchi di fossili di *Amphipora*; questi organismi, affini agli stromatoporidi, popolavano le lagune intertropicali tra i 390 ai 360 milioni di anni fa.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** paleontologia, geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** è accessibile a piedi in pochi minuti dal Passo del Cason di Lanza, raggiungibile in automobile sia da Paularo che da Pontebba.

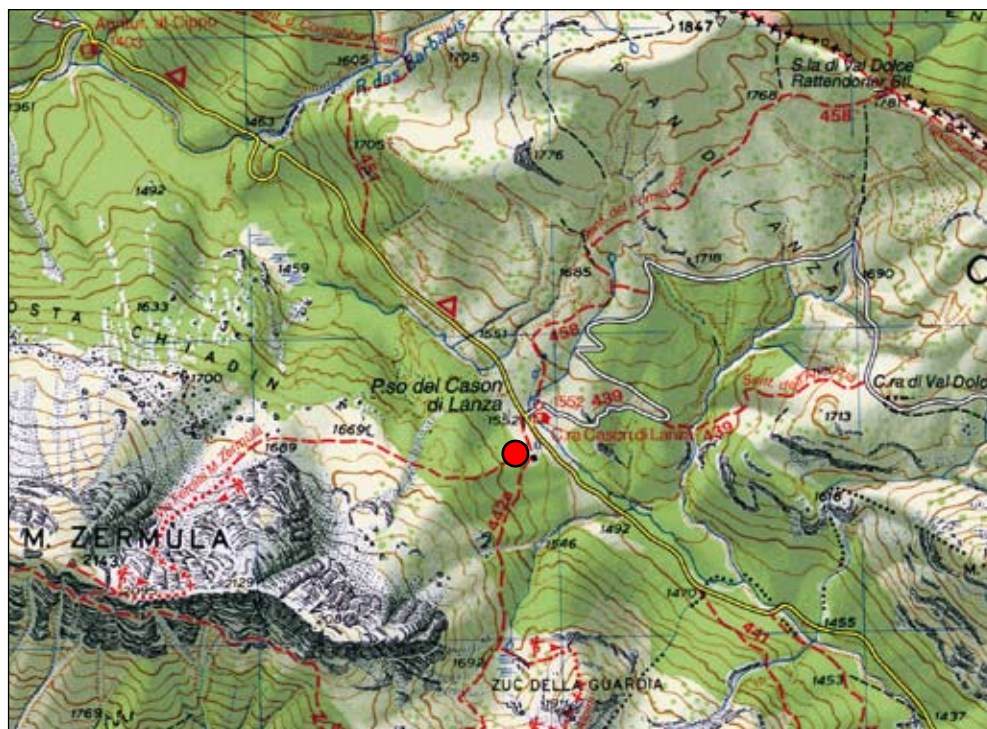
DESCRIZIONE
A cura di Giuseppe Muscio e Luca Simonetto

Le rocce che affiorano nelle immediate vicinanze del Passo del Cason di Lanza si sono depositate nel tranquillo ambiente lagunare di retroscogliera. Il luogo migliore per osservarle è attorno alla vecchia caserma della Guardia di Finanza al Passo del Cason di Lanza. Queste rocce sono note come "calcari ad Amphipora" e si sono depositate durante il Givetiano (Devoniano medio). Si possono considerare rocce calcaree biocostruite, costituite da praterie di *Amphipora ramosa* intrappolanti fango carbonatico. Di tanto in tanto intercalati alle Amphipora si osservano livelli carbonatici più scuri, caratterizzati dalla presenza di grossi brachiopodi della specie *Stringocephalus burtinii*. Questi livelli confermano l'età givetiana dell'affioramento.

In altre aree della Catena Carnica i calcari ad Amphipore si sono depositati in un intervallo di tempo maggiore (Eifeliano-Frasniano, Devoniano medio-sup.) e la loro potenza varia tra 200 e 400 metri.

Le Amphipore sono piccole spugne calcaree, di norma larghe qualche millimetro e lunghe fino a 5 cm. Da un punto di vista tassonomico gli Amphiporoidi (Siluriano-Permiano) sono sempre stati considerati una famiglia all'interno della classe Stromatoporoidea, ma la loro relazioni filogenetiche con gli altri rappresentanti del gruppo non sono ancora chiare.

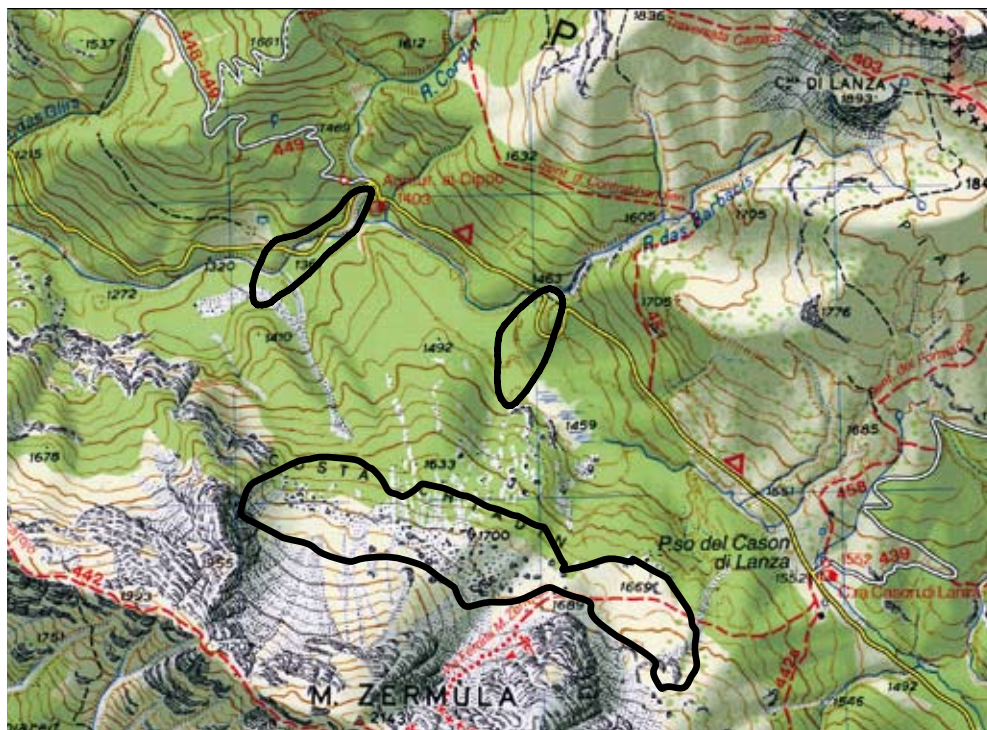
I calcari affioranti sono in parte interessati da piccole forme carsiche superficiali di vario tipo (v. geosito Torbiera d'alta quota presso il Pian di Lanza).

Bibliografia essenziale: Corradini C. & Simonetto L., 2006, Venturini C., 2006.

Strati di "calcari ad Amphipora" affioranti presso la Casermetta della Guardia di Finanza al Passo del Cason di Lanza.

Un affioramento di "calcari ad Amphipora" modellato dal carsismo.

Particolare di affioramento con un'evidente concentrazione di Amphipore.

Cordoni morenici presso Valbertad (Lanza)

• **Passo del Cason di Lanza, Monte Zermula,** Paularo, Udine.
La strada intercomunale Paularo-Pontebba nel suo tratto che sale al Passo del Cason di Lanza attraversa una serie di emergenze geologiche e geomorfologiche degne di nota. Tra queste ultime acquisisce dignità di geosito una serie ravvicinata di cordoni morenici stadiali che ben rappresenta il prodotto dello stazionamento di lingue glaciali tardo-würmiane, originatesi lungo il versante Nord del Monte Zermula.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia.
• **Accessibilità:** lasciata alle spalle Paularo, percorsa la profonda incisione del Torrente Chiarsò fino alla Stretta di Stua di Ramaz e infine piegando verso Est, in direzione del Passo del Cason di Lanza, si è compiuto un mezzo giro in senso orario attorno al possente massiccio calcareo del Monte Zermula (2143 m). La strada, sul retro di quest'ultimo, interseca le morfologie e i depositi tardo-glaciali alle quote inferiori del sito. La strada, stretta ma asfaltata, è interdetta al transito nei mesi invernali e primaverili, rispettivamente per la neve e il disgelo.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

La storia geologica del Monte Zermula, la cui successione rocciosa raggiunge e supera i 400 milioni di anni, si è arricchita di interessanti testimonianze tardo-glaciali würmiane in tempi che possiamo considerare recenti (circa 16.000 anni fa). Il versante settentrionale del massiccio carbonatico, le cui propaggini si estendono fino ai 1000-1500 m del fondovalle, conserva ben leggibili sotto forma di morfologie e di depositi i segni che precedettero la completa scomparsa dei ghiacci da questo settore alpino.

Superata la stretta morfologica di Stua di Ramaz (v. geositi Forra del Torrente Chiarsò e Successione ercinica rovescia a Stua di Ramaz) la strada si snoda tra tortuosità e piccole salite fino al Passo del Cason di Lanza (1552 m).

È proprio in questo secondo tratto, lungo circa 3 km, che il tragitto interseca due ampi cordoni morenici tardo-würmiani. Entrambi si sviluppano trasversalmente alla vallata. Il primo, più imponente e situato alle quote inferiori, si preannuncia con alcuni blocchi erratici superiori a 30 m^3 che improvvisamente affiorano ai bordi della strada.

Sono in parte colonizzati da muschi, licheni e da sporadici rivestimenti erbosi. Rapidamente si entra nel cuore del deposito tardo-glaciale che, oltrepassata una curva e un ponte, è sezionato dalla viabilità.

Lungo il taglio si apprezza la pezzatura eterogenea del deposito sciolto e la sua disorganizzazione interna, tipiche degli accumuli da abbandono in massa alla fronte di una lingua glaciale. Lo spessore di questo primo arco morenico supera i 50 m. La sua estensione trasversale raggiunge il mezzo chilometro.

Più ridotte sono le dimensioni del secondo arco stadiale. Lo si intercetta dopo un ulteriore chilometro di strada, all'altezza del Rio das Barbacis.

È un accumulo alto una trentina di metri ed esteso trasversalmente per 250 m al massimo. È riconoscibile anche per i numerosi massi che emergono dal sottobosco. La strada in questo

Morene stadiali tardo-glaciali alle pendici settentrionali del Monte Zermula (Costa Chiadin). Sono gli accumuli che, sotto forma di dossi, mostrano la loro struttura a blocchi, rivestita da scarsa vegetazione. Da non confondere con i più recenti coni di detrito.

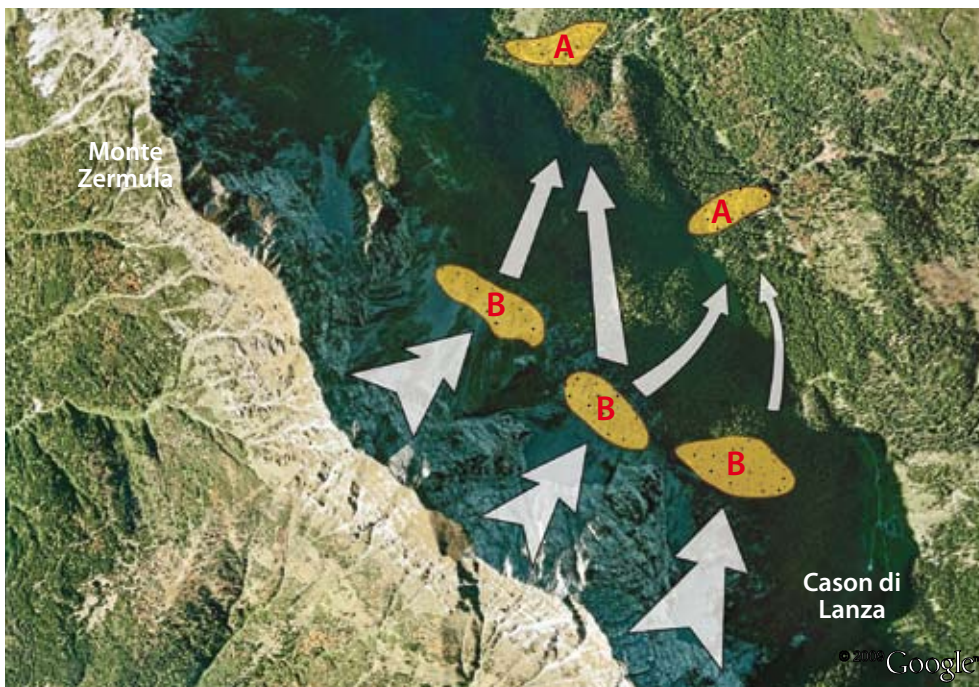
caso si limita ad attraversarlo con un ampio tornante, senza sezionarlo.

Lo stazionamento glaciale nel fondovalle dovrebbe essere durato meno di 1000 anni. Ad esso fece seguito un ritiro e una nuova modesta avanzata con ulteriore breve stazionamento a quote più elevate delle precedenti. Anche questo secondo stazionamento, avvenuto orientativamente intorno a 15.000 anni fa, ha lasciato testimonianze dirette attraverso l'abbandono di ulteriori archi morenici, collocati intorno a 1700 m di quota (Costa Chiadin).

Al ritiro delle lingue glaciali, sul retro degli accumuli morenici di fondovalle si sono rapidamente deposti sedimenti torrentizi abbandonati rispettivamente dal Rio das Barbacis e dal Rio del Museo.

Le aree di circo dalle quali scendevano le lingue glaciali tardo-würmiane che hanno dato origine alle due serie di archi morenici stadiali, sono situate sul lato Nord del Monte Zermula.

Bibliografia essenziale: Venturini C., 2002c; 2006; Venturini C., Pondrelli M., Fontana C., Delzotto S. & Discenza K., 2002.

La morena stadiale presente allo sbocco del Rio das Barbacis è oggi completamente rivestita dal bosco, ma un occhio attento riesce a percepire sia la forma dell'esteso accumulo (una bassa collinetta arcuata che costringe la strada a compiere un'ampia curva di aggiramento) sia la natura dello stesso: un caotico insieme di grossi massi che la lingua glaciale abbandonò alla propria fronte.

L'immagine sottolinea la posizione degli archi morenici stadiali tardo-glaciali che ricevevano alimentazione da modeste aree di circo situate lungo il versante settentrionale del Monte Zermula. A: depositi del I stadio; B: depositi del II stadio.

La strada taglia l'accumulo morenico, contemporaneo di quello raffigurato nella foto sopra. La sezione stradale espone il deposito, ancora sciolto, molto eterogeneo e sempre disorganizzato, come si conviene ad un deposito di abbandono glaciale.

Torbiera d'alta quota presso il Pian di Lanza

• **Pian di Lanza,** Paularo, Udine.
Depressione posta a meridione della Sella di Val Dolce, interessata dalla presenza di "torbiere d'alta quota" - testimonianza dell'azione glaciale würmiana - e da fenomeni carsici che si sviluppano in corrispondenza degli orizzonti carbonatici della Fm. di Val Dolce (formazione, peraltro, caratterizzata in prevalenza da livelli arenacei e siltitici).
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geologia strutturale, geologia ambientale, carsismo.
• **Accessibilità:** è accessibile a piedi dal Passo del Cason di Lanza lunga una comoda mulattiera CAI 458 in meno di una ora. La zona di Sella Val Dolce è attraversata dal sentiero escursionistico CAI n. 403, facente parte della "Traversata Carnica".

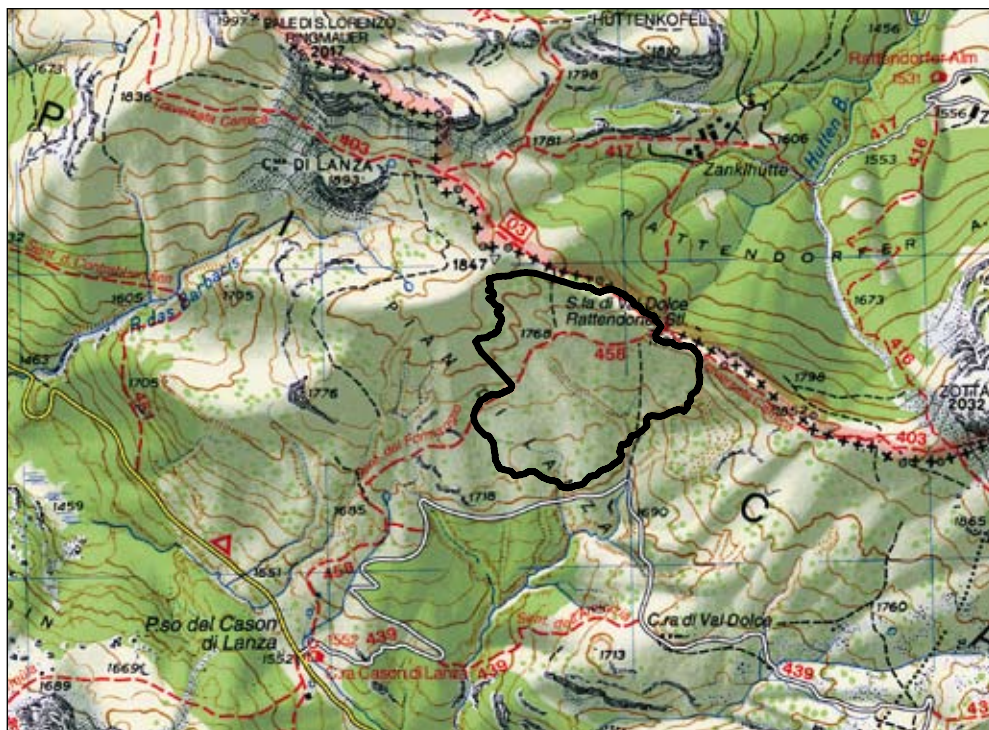
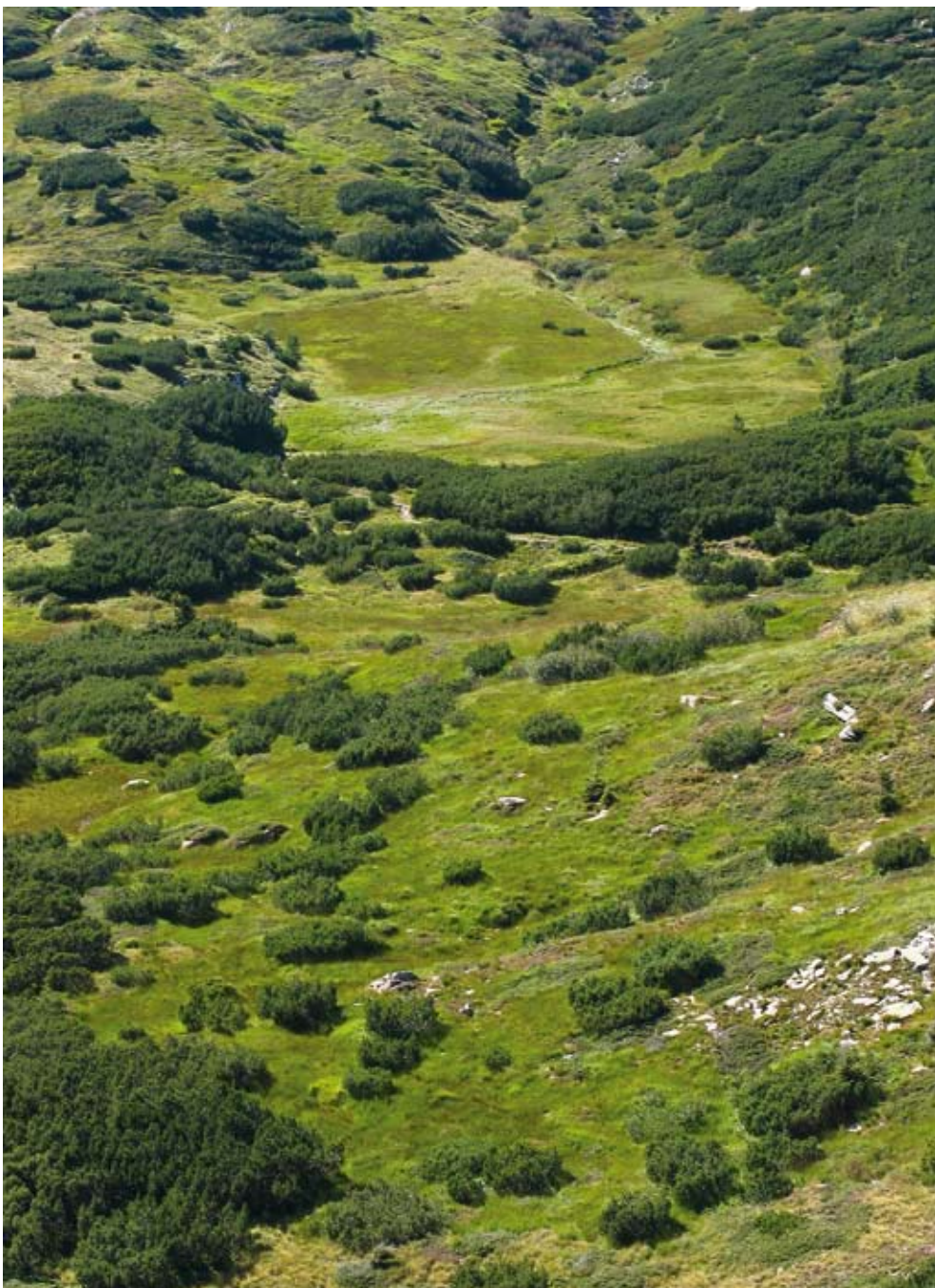
DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol

Nell'ampia depressione della sella di Val Dolce tra la Creta d'Aip e la Creta di Lanza, in corrispondenza del Pian di Lanza, sono presenti, concentrati in un areale relativamente ristretto, diversi e peculiari elementi d'interesse. L'assetto morfologico della zona, a Sud-Ovest della sella a quote che si aggirano sui 1700 m, è stato determinato dall'azione glaciale con l'esarazione e il successivo deposito di apparati morenici diffusi. Sono di età würmiana e postwürmiana, costituiti in prevalenza da limi con inclusi ciottoli e massi, disposti solitamente in fasce parallele all'asse vallivo. I depositi sono per lo più corrispondenti alla distribuzione dei termini più degradabili del substrato e quindi maggiormente esposti all'azione di modellamento glaciale.

Nell'ambito dei depositi morenici, nelle aree morfologicamente più depresse, si rinvengono alcune torbiere estese per centinaia di metri. Le torbiere sono caratterizzate dalla presenza, assieme ai limi, di argille torbose. Ciò determina la presenza in quota di habitat umidi naturali veramente peculiari, con presenza di specie vegetali di Interesse Comunitario, altrimenti presenti in Europa settentrionale.

Altre torbiere particolarmente significative per estensione nei dintorni sono quelle di casera Val Dolce, di Passo Meledis (in parte in territorio austriaco) e della Cima Val di Puartis.

Altro elemento di grande interesse è dato dalla presenza di fenomeni carsici significativi. Il substrato è costituito dalla presenza dei litotipi del Gruppo di Rattendorf del Permiano inferiore. In particolare nella fascia presa in considerazione è presente, al disotto dei depositi morenici, una successione (Fm. di Val Dolce) di livelli arenacei e siltitici localmente intercalati a calcari (biocalcareniti) e conglomerati.

I litotipi della Fm. di Val Dolce affiorano in prossimità della sella dalla quale la formazione prende il nome. Costituiscono l'orizzonte intermedio del Gruppo di Rattendorf.

La dorsale di confine presso Sella Val Dolce; a sinistra si nota la conca con la torbiera. Sulla destra, lungo il crinale, corre la linea di confine con l'Austria; sullo sfondo la Cima di Lanza.

La depressione occupata dalla piccola torbiera di Pian di Lanza. Si nota il piccolo solco torrentizio che, poco prima di entrare nella Grotta di Attila, raccoglie le acque della torbiera.

La Grotta di Attila è ben riconoscibile per il suo ingresso dalla classica sezione "a serratura".

I livelli carbonatici più resistenti all'azione dell'antico ghiacciaio sono quelli che si elevano dai depositi morenici e sono quelli interessati dalle morfologie carsiche ("karren" e altre piccole forme superficiali). Visto il quadro litostratigrafico del sottosuolo è pertanto molto probabile che le depressioni e le conche presenti, in parte occupate dalle torbiere, e talora indicate come doline e polje, siano il prodotto dell'azione glaciale su una formazione in gran parte non carsificabile.

In questo contesto si apre la cavità denominata "Grotta di Attila", conosciuta dall'antichità tanto da aver dato origine a varie leggende. Ha uno sviluppo di oltre 400 metri, un dislivello di una trentina di metri e costituisce un inghiottitoio carsico attivo drenante in profondità le acque che si raccolgono nell'ambito di una depressione di dimensioni limitate. Si apre a breve distanza dal sentiero, in un orizzonte calcareo compreso nella Formazione, prettamente "terrigena", di Val Dolce, al margine di una torbiera chiusa a Nord da una serie di dossi ed a Sud da una parete rocciosa alta pochi metri.

L'ingresso della grotta è costituito da un'apertura molto caratteristica a forma di toppa di serratura, alta circa 4 metri e larga 1,5 metri, posta nella roccia calcarea intensamente carsificata. Un modesto ruscello, che raccoglie le acque dai dossi vicini, attraversa la torbiera e scompare nella grotta.

Lo sviluppo della cavità denota un evidente "controllo tettonico" riprendendo una dislocazione del sistema dominante, ad orientazione alpina WNW-ESE, con una variazione di direzione condizionata probabilmente da una dislocazione trasversale con motivo prevalente N-S.

Bibliografia essenziale: Maddaleni P., Muscio G. & Turco S., 2004; Maddaleni P., 2004; Mocchiutti A., Muscio G. & Solari M., 2006.

Depositi permiani della Creta d'Aip

• **Passo del Cason di Lanza,** Moggio Udinese e Paularo, Udine.
All'imbrunire il profilo a "ferro da stiro" della Creta d'Aip (Trogkofel) diventa un elemento caratteristico e inconfondibile nella *skyline* dell'arco alpino carnico. Pari se non superiore alla sua valenza morfologica è il significato geologico che racchiude. La sua massa carbonatica testimonia l'ultimo prodotto della sequenza tardo-ercinica (Permo-Carbonifero). Inoltre, la sua sommità preserva i termini iniziali della successiva sequenza sedimentaria, quella permo-triassica, iniziata nel Permiano superiore.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** il pianoro di vetta, sede del geosito, si raggiunge attraverso la rete dei sentieri CAI dal Passo del Cason di Lanza e, attraverso i sentieri delle rete austriaca, dalla Rudnig Alm e dalla Rattendorf Alm. Il percorso più agevole, seppure da affrontare con attenzione ed esperienza, è collocato sul lato austriaco; al contrario sul versante italiano esistono solo percorsi in ferrata riservati ad escursionisti molto esperti.

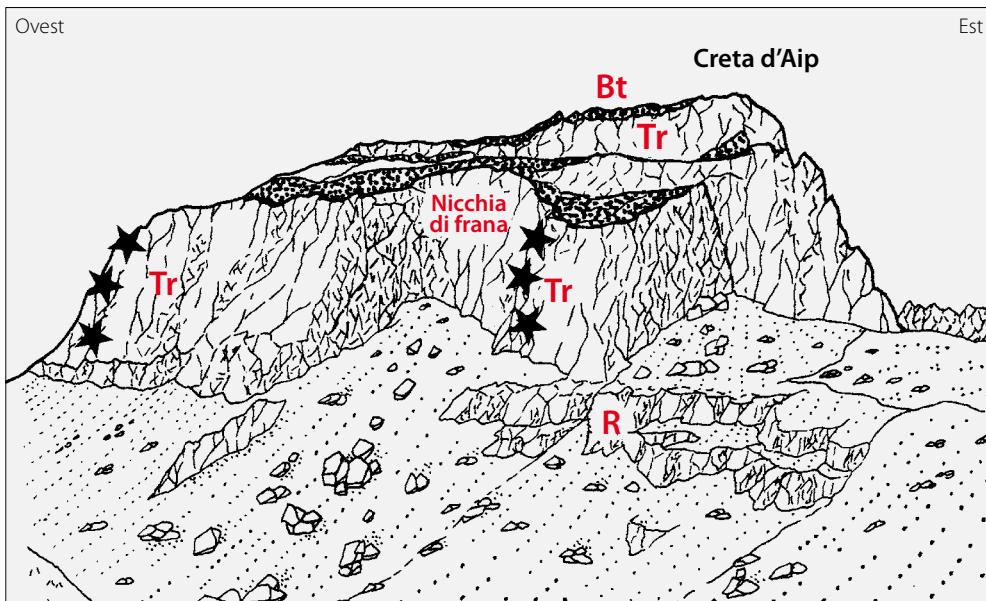
DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

L'estesa area sommitale della Creta d'Aip (2279 m) è una superficie rocciosa irregolare, fatta di balze e gradoni che degradano verso Sud. Si estende per quasi 30 ha di sola roccia, distribuiti in gran parte tra 2100 e 2200 m di quota.

Costituisce uno dei più caratteristici pianori di vetta di tutte le Alpi Carniche. Il luogo è di estremo interesse poiché conserva, ottimamente esposto in molti punti, il contatto erosivo tra il Calcare del Trogkofel (Permiano inf.), ultima unità della sequenza permo-carbonifera, e la Breccia di Tarvisio (Permiano sup.), unità che sta alla base della nuova sequenza permo-triassica. Sequenza che prosegue con la più nota Arenaria di Val Gardena (v. geosito Arenaria di Val Gardena lungo il Torrente Chiarsò), diffusa su tutto il comparto alpino centro-orientale e le Karawanke.

Peculiarità del Calcare del Trogkofel (Permiano inf.) è quella di rappresentare, con i propri calcari rosati a tratti dolomitizzati, un'antica "scogliera" organogena a bassa differenziazione di specie, sviluppatasi e cresciuta circa 270 milioni di anni fa nei mari bassi equatoriali dell'alto Friuli. Le forme "biocostruttrici" che, sotto forma di contenuto fossile, si riconoscono oggi in questi calcari compatti, sono rappresentate quasi esclusivamente da piccoli *Tubiphites* (*incertae sedis*), da alcuni generi di alghe, tra cui *Archaeolitoporella*, da briozoi e da foraminiferi incrostanti. Mancano totalmente i grandi organismi coralliformi che in genere ci attendiamo quando si parla di "scogliere".

Lo spessore massimo dell'antica "scogliera" della Creta d'Aip, misurato lungo le ferrate del versante Sud, è circa 150 m; sul lato opposto, quello settentrionale, raggiunge i 400 m. La differenza è in parte dovuta a un abbassamento (subsidenza) non omogeneo - maggiore nelle aree settentrionali - che accompagnò la crescita della "scogliera" stessa. In parte dev'essere anche attribuita all'erosione di età permiana, stimata intorno a 100 m massimi. Erosione che precedette e accompagnò la deposizione della successiva Breccia di Tarvisio (Permiano

La Creta d'Aip, con il suo inconfondibile profilo "a ferro da stiro", è sempre facilmente riconoscibile nel panorama dei rilievi carnici. Anche osservata da molto lontano diventa un immediato riferimento che facilita l'individuazione delle altre cime.

Il disegno raffigura la Creta d'Aip vista da SW. R: Gruppo di Rattendorf (Permiano inf.); Tr: Calcare del Trogkofel (la "scogliera" organogena del Permiano inf.); Bt (scuro): Breccia di Tarvisio (Permiano sup.). Le stelle individuano le due ferrate che salgono ai pianori di vetta.

sup.), avvenuta circa 10 milioni di anni dopo che la "scogliera" aveva cessato di esistere a causa di un generalizzato sollevamento del territorio.

La Breccia di Tarvisio, così come la soprastante Arenaria di Val Gardena - che alla Creta d'Aip è stata letteralmente eliminata dall'erosione quaternaria - si generava in un contesto fluviale, accumulandosi in conoidi di deiezione di piccole dimensioni che si allargavano in una vasta pianura alluvionale.

Se si ha l'occasione di percorrere i grandi gradoni in roccia che caratterizzano la sommità della Creta d'Aip, in molti punti si potrà riconoscere la presenza non solo degli strati sub-orizzontali rossi della Breccia di Tarvisio che rivestono con contatto netto il Calcare del Trogkofel, ma anche quella di ulteriore materiale rossastro (ancora Breccia di Tarvisio) questa volta distribuito all'interno di "spaccature" verticali che interessano la superficie del calcare di" scogliera".

Sono i cosiddetti "filoni sedimentari" (v. geosito Brecce, filoni e faglie di Malpasso-Pramosio), formati da caratteristici riempimenti di materiale brecciato infilatosi a colmare i vuoti (da qualche cm fino a mezzo metro e più) che si venivano a creare dove antiche faglie distensive si attivavano e "aprivano il terreno". Questo dato ci precisa che nel Permiano sup., circa 260 milioni di anni fa, il substrato era mobile e l'area era scossa da ricorrenti sismi che ne disarticolavano la superficie.

La parete meridionale della Creta d'Aip (verso il suo limite orientale) offre anche un'evidenza morfologica degna di nota per il suo valore didattico. È una nicchia di frana di materiale roccioso che ha sfruttato la superficie di debolezza generata da una faglia verticale di età alpina. Il crollo ha coinvolto una massa di roccia (Calcare del Trogkofel) alta oltre 60 m e larga 150 m, per un totale di quasi un milione di m^3 di roccia franata. L'accumulo si è distribuito fino a mezzo km dalla parete e oggi si presenta in gran parte rivestito da pini mughi.

La frana è collocabile nel tardo- o nel post-glaciale, favorita dal processo di decaricamento glaciale.

Bibliografia essenziale: Flugel E. (a cura di), 1980; Venturini C., 1983; 1990a; 1990b; 1991c.

La Creta d'Aip conserva il proprio nome anche in lingua tedesca (Trogkofel): sia Aip (termine friulano) che Trog significano, infatti, trogolo, catino.

Il contatto fra il Calcare del Trogkofel del Permiano inf. (rocce chiare in primo piano), e la Breccia di Tarvisio del Permiano sup. (rocce scure sullo sfondo), così come appare in uno dei pianori rocciosi che caratterizzano la sommità della Creta d'Aip.

Discordanza ercinica al Monte Cavallo di Pontebba

• **Monte Cavallo, Passo Pramollo,** Pontebba, Udine.
Il geosito è rappresentativo di una netta discordanza angolare tra i depositi carbonatici devono-carboniferi e quelli permo-carboniferi.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** è raggiungibile a partire dall'ex caserma della Guardia di Finanza poco al di sotto del Passo Pramollo lungo il sentiero CAI n. 433 fino alla base delle pareti rocciose. Per salire in cresta e alla cima è necessario seguire tracce di sentiero che richiedono buona esperienza escursionistica.

.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini e Claudia Spalletta

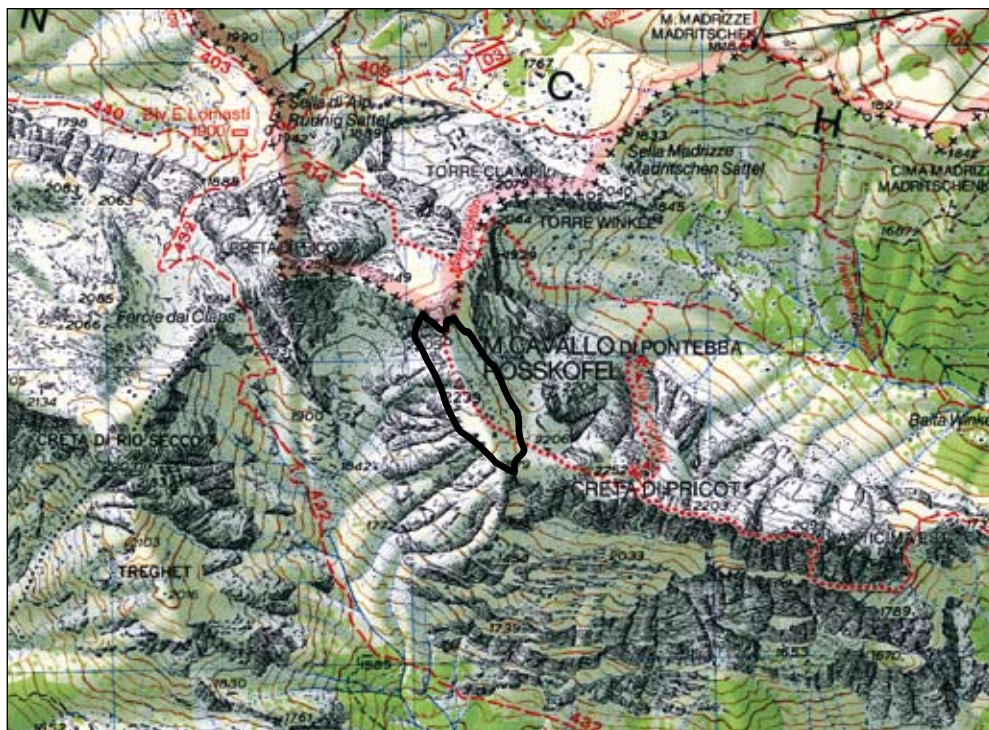
La sommità del Monte Cavallo è costituita da uno stretto tavolato, orientato N120°E, parallelamente alle strutture erciniche. Il massiccio è limitato da pareti strapiombanti. Sul pianoro di vetta è possibile osservare i rapporti tra il substrato ercinico e la copertura discordante di età permo-carbonifera.

Il Monte Cavallo, comprese le sue propaggini orientali (Monte Malvuerich) ed occidentali (Creta di Rio Secco), è formato da rocce carbonatiche devono-dinantiane visibilmente deformate dall'orogenesi ercinica. La deformazione più appariscente è data da una grande piega antiforme, orientata N120°E, della quale i rilievi citati rappresentano il fianco meridionale.

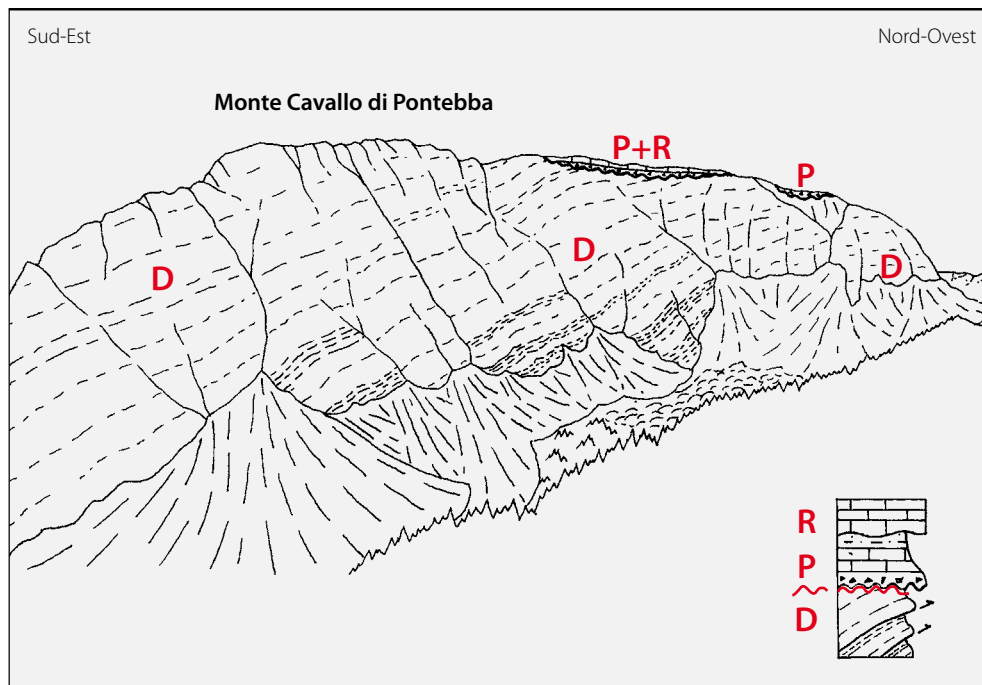
Alla sommità del rilievo carbonatico si può notare che il fianco della piega risulta in più punti eroso da una superficie generatasi nel Carbonifero sup. (Westfaliano).

Sopra ad essa, con netta discordanza angolare sui depositi carbonatici più antichi che formano il massiccio del Monte Cavallo, si osserva una successione ora calcarea chiara, ora silicocastica grigio-ocracea, quest'ultima ben riconoscibile. Fusuline e sparse impronte di brachiopodi e crinoidi in essa contenute, ne attestano l'età e l'appartenenza alla sequenza permo-carbonifera.

La limitata estensione e l'esiguo spessore di questi depositi che affiorano sulla cima del Monte Cavallo, sono una conseguenza delle erosioni quaternarie che hanno ormai asportato gran parte dell'originaria copertura permo-carbonifera di questo sito. Probabilmente, tra qualche decina di migliaia di anni, anche di quel poco di successione ancora visibile non resterà traccia, se non nei libri.

Guardando dalla cima del Monte Cavallo verso i quadranti settentrionali, si può avere una visione sintetica degli affioramenti permo-carboniferi, in genere nettamente stratificati. Sono particolarmente evidenti ad Est del Lago di Pramollo, nei rilievi dei Monti Auernig, Carnizza e Corona.

Il Monte Cavallo di Pontebba è formato da calcari di età devoniana (e carbonifera basale), ma alla sommità è presente una successione molto più recente, di età permo-carbonifera. Questi depositi si appoggiano ai precedenti tramite una netta superficie erosiva.

La cima del Monte Cavallo di Pontebba, così come appare da Google Earth (vista da NW). Le aree in cui si sviluppano i lembi permo-carboniferi, ancora risparmiati dall'intensa erosione quaternaria, sono segnati da sottili perimetri gialli in tratteggio.

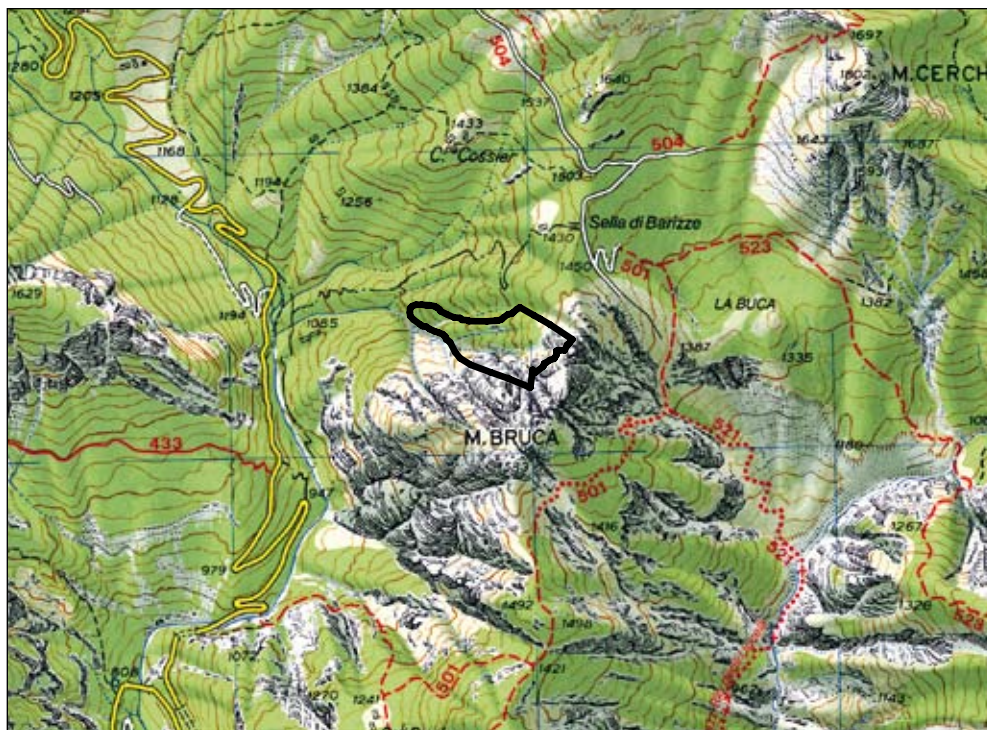
Cima del Monte Cavallo di Pontebba. I depositi permo-carboniferi si appoggiano a una netta superficie erosiva la cui genesi risale a oltre 300 milioni di anni fa.

I depositi permo-carboniferi (P: Gr. del Pramollo, R: Gr. di Rattendorf) si sovrappongono ad un'antica successione (D: calcari devonia-no-carboniferi) deformata da una ampia piega (orogenesi ercinica) erosa alla sommità (da Venturini, 2006).

A quest'ultimo, caratterizzato da un assetto perfettamente orizzontale, si sovrappongono per accavallamento da Sud verso Nord, i depositi ladinici del Monte Bruca (v. geosito Discordanze stratigrafiche al Monte Bruca) con rocce carbonatiche più recenti sovrascorse su una successione più antica.

Verso Sud si scorge la prosecuzione delle potenti facies carbonatiche massicce di piattaforma che si estendono a raggiungere il fondo del Torrente Pontebbana. Coincidente con quest'ultimo, ed orientata E-W, si sviluppa la propaggine più orientale della Linea Fella-Sava (v. geosito Linea Fella-Sava), scorrimento di importanza regionale che accavalla verso Nord, sulla Dolomia dello Sciliar (=Schlern), la successione permo-scitica scollata in corrispondenza delle evaporiti gessose della Fm. a Bellerophon.

Bibliografia essenziale: Società Geologica Italiana, 2002; Venturini C., 2002c; 2006.

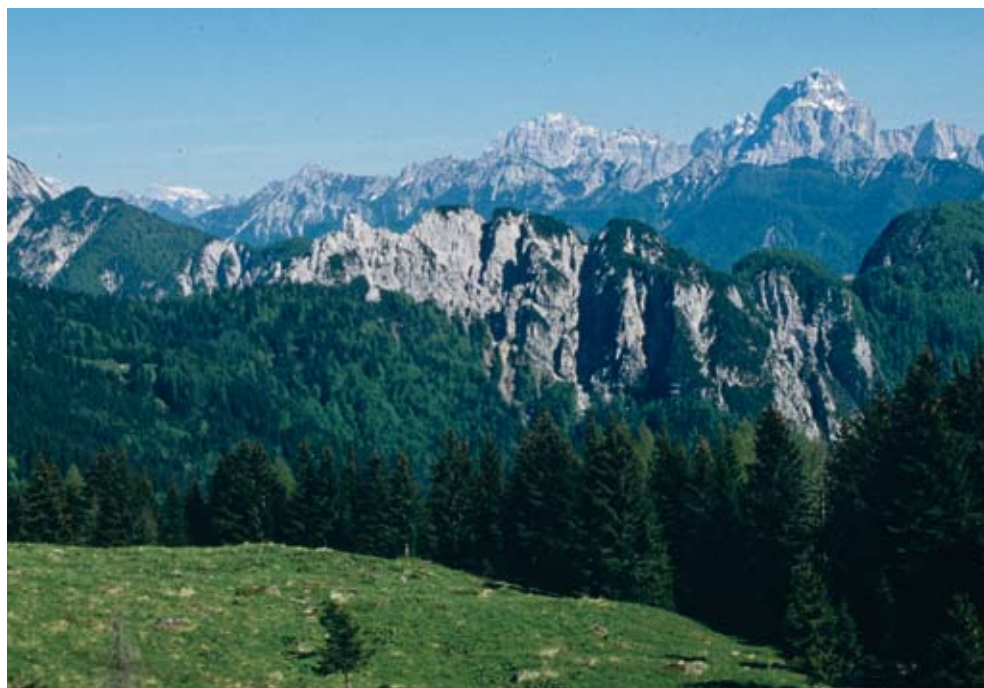
Discordanze stratigrafiche al Monte Bruca

• **Monte Bruca, Rio Bombaso,** Pontebba, Udine.
Le Alpi Carniche vantano un patrimonio geologico che in ambito circum-mediterraneo costituisce una vera punta di eccellenza. Caratteristica peculiare del Monte Bruca è quella di conservare, racchiusa in meno di 50 m di spessore, una successione ridotta, formata dalle sequenze ercinica (Fm. del Hochwipfel), tardo-ercinica (Fm. del Bombaso e Fm. di Meledis) e post-ercinica o alpina (varie unità di età triassica medio-sup.)
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, paleontologia.
• **Accessibilità:** la strada che da Pontebba conduce a Passo di Pramollo (1531 m) segue il tracciato del Rio Bombaso. A metà percorso seziona trasversalmente, con direzione N-S, un baluardo roccioso: a occidente si innalza il Monte Malvuerich, sul lato orientale il Monte Bruca. Un piccolo affluente sinistro del Rio Bombaso ne risale il ripido versante settentrionale. È il Rio Bruca alle cui sorgenti si sviluppano gli affioramenti di questo sito. La successione rocciosa si raggiunge solo risalendo l'alveo colmo di detriti.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini e Adriano Gilli

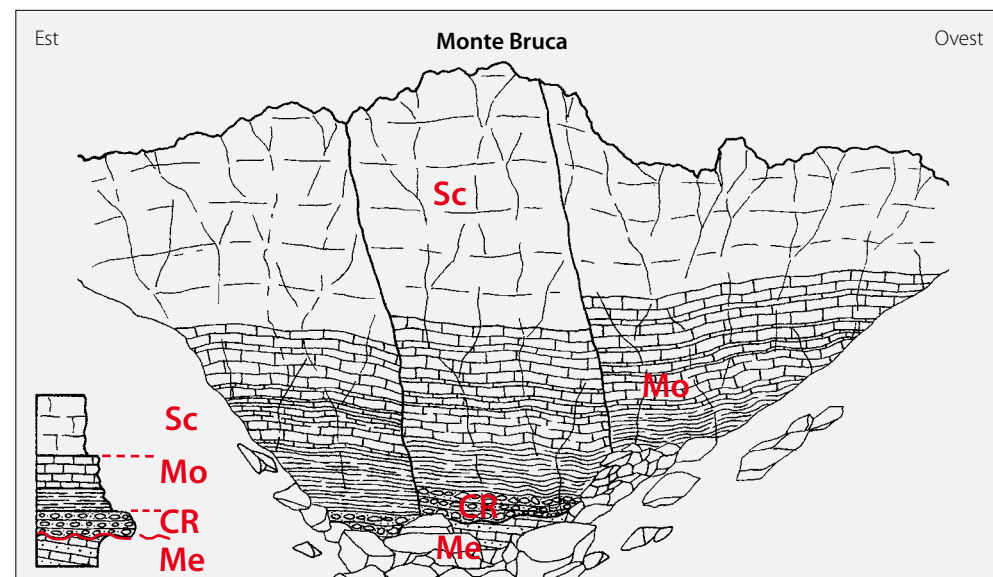
Il corso del Rio Bruca, che risale il monte omonimo, comincia a farsi roccioso intorno a 1200 m di quota. A 1300 m si sviluppa una fascia di affioramenti significativi estesa lateralmente per quasi 500 m e visibile, con un binocolo, già dalla strada di fondovalle. Oltre questa quota si attraversa la sequenza ercinica, qui rappresentata dalla sola Fm. del Hochwipfel, composta da arenarie e peliti arricchite da un sito a macro-flore. Affiora in continuità da 1250 a 1320 m di quota, dove è interrotta da un'antichissima superficie d'erosione generata circa 300 milioni di anni fa. Sopra ad essa, in netta discordanza angolare, poggiano le prime unità della successiva sequenza tardo-ercinica. Sono pochi metri di conglomerati grossolani (Fm. del Bombaso) passanti a una decina di metri di prevalenti arenarie quarzose e calcari (Fm. di Meledis). Un sito a brachiopodi ne impreziosisce l'affioramento consentendone la datazione al Carbonifero sup.

La sequenza tardo-ercinica è a sua volta interrotta da una superficie di erosione, sviluppatasi tra il Carbonifero sup. e il Triassico medio. Fu prodotta da un parziale smantellamento erosivo, conseguenza di ripetuti movimenti verticali che causarono l'emersione della successione tardo-ercinica deposta in un mare poco profondo.

La superficie erosiva è di origine fluviale e come tali sono classificati anche i primi depositi che la ricoprono, debolmente discordanti sulla precedente sequenza tardo-ercinica. Sono conglomerati del Triassico medio (Conglomerato di Richthofen) con spessori che variano da meno di un metro fino a 20 m. Questo perché livellano le tasche ersosive della irregolare superficie erosiva che ricoprono.

Ai conglomerati si sovrapposero in continuità marne e calcari nodulari (Calcare di Morbiac) che sancirono la trasformazione dell'ambiente da continentale-deltizio a marino-lagunare. La successione culmina con il potente corpo dolomitico (Fm. dello Schlern) di mare basso che, sovrapposto ai depositi lagunari, forma la sommità del Monte Bruca. Lo stesso corpo dolomitico massiccio, fragile e

Il Monte Bruca con la sua ripida parete settentrionale solcata da profonde erosioni che mettono allo scoperto la particolare successione rocciosa di questo sito. Sullo sfondo, sulla destra, svetta lo Jôf di Montasio (2753 m).

Tra il limite superiore del bosco e la potente, massiccia porzione dolomitica che forma la sommità del Monte Bruca, si sviluppa l'importante successione stratificata di questo sito. La migliore vista panoramica si ottiene dalla strada che sale a Passo di Pramollo.

Est
Monte Bruca
Ovest
Sc
Mo
CR
Me
Sc
Mo
CR
Me

La parte più alta e recente della successione del Monte Bruca (Da Venturini, 1990). Me: Fm. di Meledis (Carbonifero sup.), CR: Conglomerato di Richthofen (Triassico medio), Mo: Calcare di Morbiac (Triassico medio), Sc: Fm. dello Schlern (Triassico medio). Sotto a Me affiora in continuità la Fm. del Bombaso (Carbonifero sup.) che, con contatto discordante, poggia sulla Fm. del Hochwipfel (Carbonifero inf.).

La Fm. del Hochwipfel (Carbonifero) è il termine più antico della complessa successione affiorante lungo il Rio Bruca.

Conglomerato di età anisica (CR, Triassico medio) che si appoggia su arenarie del Carbonifero sup. (Me, Fm. di Meledis).

fratturato, scende alle quote inferiori, abbassato da una serie di faglie alpine, fino ad affiorare anche sul fondo della forra del Rio Bombaso. La medesima successione ora descritta (sequenza triassica medio-sup.) è presente, con gli stessi caratteri, in tutto l'arco alpino orientale. Questa del Monte Bruca ne costituisce un ottimo riferimento, raggiungibile con una certa dose di fatica fisica ampiamente compensata dalla spettacolare esposizione.

Bibliografia essenziale: Fois E. & Jadoul F., 1983; Venturini C., 1990a; 2002c; 2006; Venturini C., Pondrelli M., Fontana C., Delzotto S. & Discenza K., 2002.

Successione carbonifera sup. del Monte Auernig

• **Passo Pramollo,** Pontebba, Udine.
Le Alpi Carniche sono note in tutto il mondo, tra studiosi e appassionati di geologia, per la ricchezza fossilifera della successione paleozoica, collocata lungo la fascia confinaria. Negli oltre 5.000 m di successione paleozoica un ruolo di primo piano spetta alla sequenza permo-carbonifera pontebbana, il cui principale nucleo affiorante è situato nell'area di Pramollo. Sono due, in particolare, i rilievi che rappresentano l'emblema di questa sequenza: i Monti Auering e Corona. Mentre il secondo deve la sua notorietà a un ricco sito a macrofore, il primo si propone con una serie di valori che spaziano dalla paleontologia (seppure con fossili meno appariscenti di quelli del Monte Corona), alla sedimentologia, alla paleotettonica e, infine, alla morfologia.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, paleontologia, sedimentologia.
• **Accessibilità:** dal retro dell'albergo "Al Forcello" sul Passo Pramollo, raggiungibile in auto da Pontebba, una mulattiera conduce in circa 20 minuti a piedi alla base della scoscesa parete meridionale del Monte Auering, in corrispondenza della Casera omonima.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

La Casera Auernig offre un punto di osservazione panoramica dove si percepiscono, prima di ogni altra evidenza, gli aspetti morfologici del più ampio contesto nel quale il sito è inserito (v. geositi Formazione di Carnizza e Flore e faune carbonifere del Monte Corona).

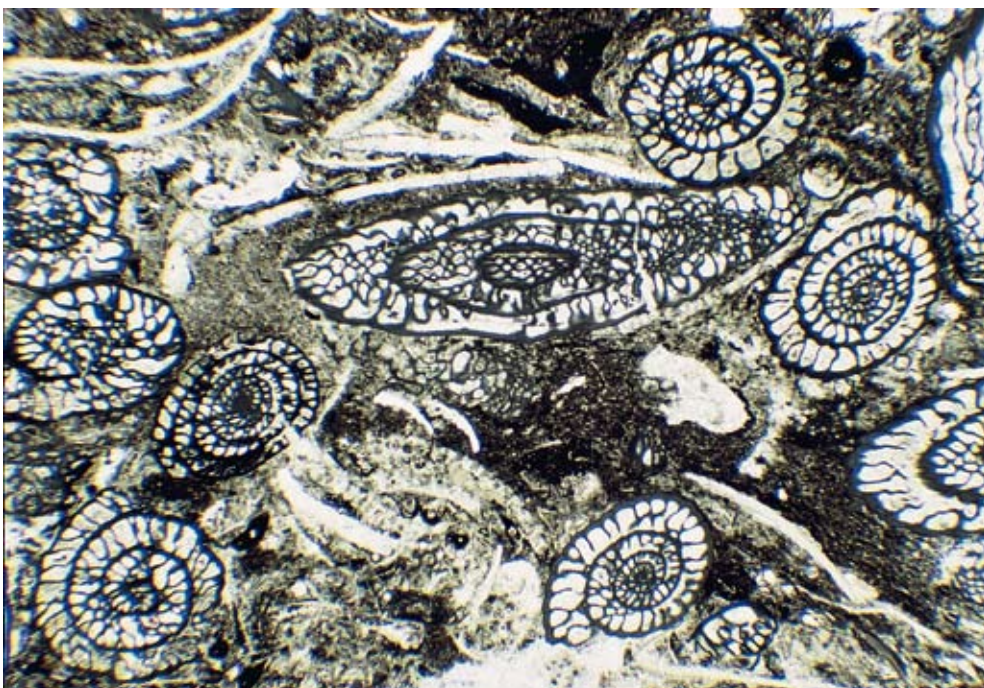
Di fronte, verso meridione, le ripide creste dei Monti Malvuerich e Cavallo delimitano un profondo solco glaciale che nello stesso Monte Cavallo aveva la sua zona di circo. Dalla parte opposta, guardando verso il Monte Auernig, la fascia tra la Casera e la mulattiera è costellata da massi di grandi dimensioni. Sono il prodotto di un franamento staccatosi dal versante meridionale del rilievo dopo il ritiro dei ghiacci würmiani, completato circa 18.000 anni fa.

La parete rocciosa è caratterizzata da una successione di bancate stratificate il cui spessore varia da pochi metri fino a oltre 15 m. Guardandola con attenzione si individua ancora la zona dell'originario distacco. È caratterizzata da un colore leggermente più chiaro dovuto ad un'alterazione superficiale ancora poco sviluppata. Osservare i blocchi franati dalla parete del Monte Auernig è un modo rapido per ottenere informazioni sulla composizione delle bancate più resistenti e per questo più sporgenti dal profilo del rilievo. Due sono i tipi di roccia, molto differenti tra loro: conglomerati quarzosi e calcari ad alghe.

I primi sono formati da quasi esclusivi ciottoli molto arrotondati, di composizione quarzosa. In origine erano depositi ghiaiosi che si accumulavano, trasportati da fiumi e torrenti, in zone deltizie e fluvio-deltizie che circa 300 milioni di anni fa occupavano il settore di Pramollo. Trovandosi tali depositi al margine delle aree emerse, affacciate verso SE su un ampio golfo marino, era sufficiente che il mare si sollevasse anche solo di pochi metri per spostare la linea di costa molti chilometri verso l'entroterra.

Nel Carbonifero sup. queste oscillazioni erano la norma. Le produceva, come effetto diretto,

Parete Sud del Monte Auernig. L'organizzazione in banchi (conglomerati e calcari) è tipica di gran parte dei depositi di età permo-carbonifera del pontebbano. I banchi più spessi superano i 10 m.

Conglomerati quarzosi, una delle rocce caratteristiche del sito.

Fusulinidi in sezione sottile. Appartengono ai foraminiferi e sono organismi unicellulari tipici dei depositi calcarei permo-carboniferi (ingrandimento 8x).

Oltre alle alghe "a foglia" si rinvengono meno frequenti alghe calcaree "a tubo", come questo cespo di Dasycladacee.

il periodico espandersi e ridursi della calotte di ghiaccio delle aree polari che, allora come oggi, caratterizzavano un "momento freddo" - durato parecchi milioni di anni - della storia della Terra. La linea di costa di Pramollo risentiva in modo particolare delle variazioni climatiche, spostandosi ora verso mare, ora verso l'interno del continente.

La colonna di sedimenti stratificati del Monte Auernig, dove ogni bancata è leggermente più recente di quella sottostante che ricopre, ci racconta come cambiava nel tempo l'aspetto del territorio, assecondando le oscillazioni del livello marino. Una bancata conglomeratica a ciottoli di quarzo è la testimonianza tridimensionale che in quel momento nell'area di Pramollo fiumi e delta erano la caratteristica del paesaggio.

Osservando altri blocchi rocciosi franati dalla parete sarà frequente trovare anche alcune rocce grigio chiare compatte. Guardando meglio i blocchi appartenenti a questa seconda differente litologia - e sono i macigni più numerosi - si scorgono miriadi di filamenti scuri, il più delle volte sottili, dalle forme sempre molto irregolari. Muovendosi tra i massi chiari alla ricerca di altre evidenze potrà accadere di imbattersi in una sorta di "fogli" scuri, dall'aspetto stropicciato. Sia i filamenti che i "fogli" fanno parte dello stesso organismo, un vegetale. Si tratta di un'alga a "foglia di lattuga" (*Eugonophyllum* sp.) che, nel caso dei filamenti, appare in sezione.

Le bancate calcaree sono in gran parte formate da alghe, intere o a frammenti. Questo tipo di sedimento si produceva quando la linea di costa si spostava verso il continente e il mare si appropriava di aree che fino a poco prima erano state deltizie o di pianura.

La parete del Monte Auernig, percorribile con un po' di attenzione ed esperienza lungo la linea di massima pendenza, riserva la perfetta percezione delle variazioni ambientali, leggibili attraverso il cambiamento dei caratteri delle rocce affioranti.

La salita alla vetta del Monte Auernig è più lunga - ma priva di pericoli - se si prende il sentiero che sale a zig-zag verso la cima. L'intero settore di cresta si presta ad osservazioni litologiche di dettaglio, mostrando anche la natura degli intervalli rocciosi che spesso separano una bancata dalla successiva.

Si tratta sempre di originarie sabbie e fanghi, ora marini ora di piana deltizio-fluviale, che il tempo ha trasformato in strati compatti e cementati, quasi sempre fittamente laminati.

Un'ultima osservazione, da effettuarsi lungo il sentiero che corre seguendo la cresta di crinale. Una bancata calcarea leggermente differente dalle altre affiora sezionata dal sentiero di cresta. Non è potente (non raggiunge il metro di spessore) ma, a differenza di tutte le altre che formano l'ossatura del Monte Auernig, è l'unica ad essere formata solo ed esclusivamente da una moltitudine di gusci di fusuline, lunghi fino a 1 cm. Sono organismi unicellulari (foraminiferi) che popolavano, assieme alle alghe prima citate, i mari del Permo-Carbonifero delle fasce intertropicali. L'ambiente era il medesimo, ma in questo caso una infinità di individui di un'intera comunità estintasi contemporaneamente è stata radunata dal moto ondoso a formare una barra subacquea alla profondità di pochi metri.

A quei tempi, circa 300-270 milioni di anni fa, la zona carnica si trovava presso l'equatore; più precisamente intorno a 4° di latitudine Nord. Questa certezza giustifica e spiega la vegetazione lussureggiante che caratterizza i depositi permo-carboniferi (v. geositi Successione permo-carbonifera del Monte Carnizza, Flore e faune carbonifere del Monte Corona). Il dato di latitudine equatoriale è stato ottenuto compiendo una serie di analisi paleo-magnetiche su quasi 200 campioni prelevati dalla successione rocciosa di età carbonifera sup. e permiana inf., dell'area di Pramollo e Lanza, geologicamente nota come Bacino di Pramollo.

Bibliografia essenziale: Krainer K., 1992; Manzoni M., Venturini C. & Vigliotti L., 1989; Venturini C., 1990a; 1990d; 1991d; 2002c; 2006.

Flore e faune carbonifere del Monte Corona

• **Passo Pramollo,** Pontebba, Udine.
Il geosito rappresenta un importante giacimento paleontologico, noto in tutto il mondo per le flore carbonifere in esso contenute. Analoghe, ma non esattamente coeve, flore sono presenti in affioramenti dell'area di Cason di Lanza.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** paleontologia, geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** si sale dal Passo Pramollo a Malga Auernig e si prosegue sino al bivio per Casera For lungo una pista forestale (CAI n. 504, accesso regolamentato). Dal bivio si prende il sentiero CAI n. 501 e, superata Casera For, si raggiunge la vetta del Monte Corona, e si prosegue ad Ovest, verso il Monte Carnizza.

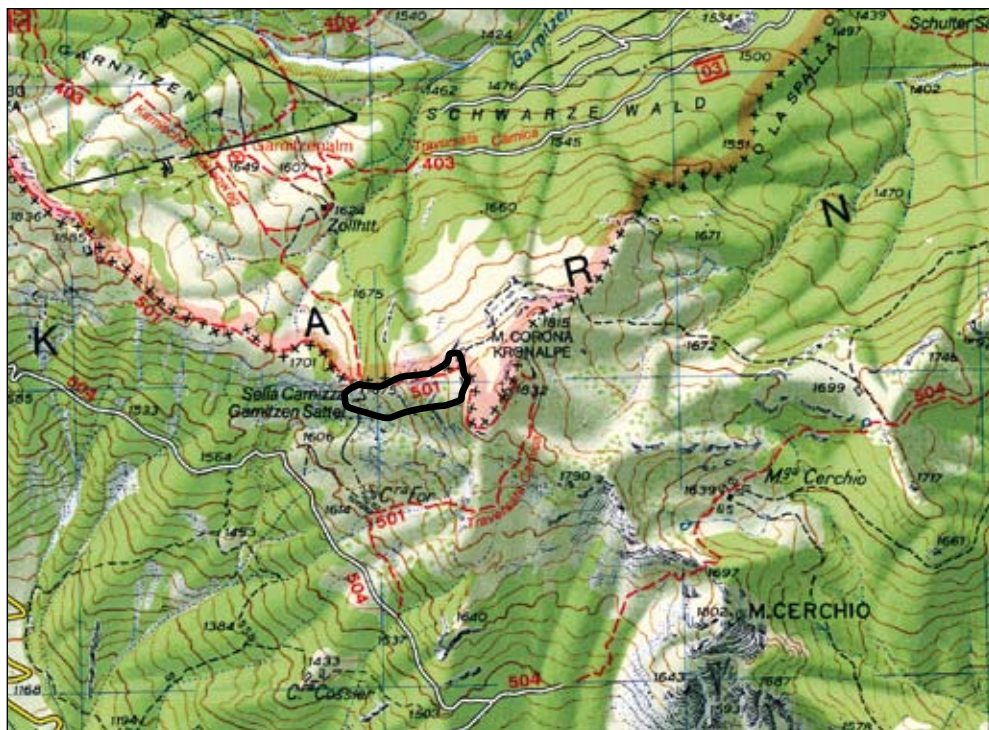
DESCRIZIONE
A cura di Luca Simonetto

Il versante occidentale del M. Corona, a est di Passo Pramollo offre una delle migliori esposizioni della Fm. del Corona (Carbonifero sup., Gruppo di Pramollo); qui, infatti, la successione priva di lacune significative e blandamente tettonizzata, affiora, con scarsa copertura, per una lunghezza di quasi trecento metri e conserva sia il letto sia il tetto.

Litologicamente la formazione è caratterizzata, così come le altre quattro che costituiscono il Gruppo di Pramollo, da alternanze cicliche di bancate conglomeratiche, arenarie e peliti dovute a rapide sequenze regressivo-trasgressive legate all'interazione tra oscillazioni eustatiche dovute al glacialismo permocarbonifero e un'intensa attività tettonica locale.

A differenza delle altre formazioni del Gruppo, in quella del Corona sono quasi assenti i livelli carbonatici anche se sono riscontrabili condizioni marine che ne avrebbero consentito la deposizione; ciò potrebbe essere dovuto al clima tendenzialmente temperato-freddo che non avrebbe favorito lo sviluppo di alghe carbonatiche.

Le condizioni ambientali in cui si andavano depositando i sedimenti che avrebbero originato la successione della Fm. del Corona variavano da continentali fluvio-deltizie a marine seguendo le rapide variazioni del livello marino. Nei numerosi livelli pelitici che si alternano ai conglomerati e alle arenarie della successione si conservano ricche faune e flore fossili che in più orizzonti raggiungono concentrazioni notevoli.

Alcuni affioramenti del Monte Corona sono conosciuti e studiati fin dalla fine dell'Ottocento (Stache, 1874; Schellwien, 1892; Frech, 1894; Geyer, 1897) per l'abbondanza e la varietà di fossili che conservano; tra questi, il più famoso e situato sul versante ovest a cavallo del confine italo-austriaco. Un potente banco di peliti laminate a stratificazione piano parallela conserva alcuni livelli molto ricchi in resti fossili di piante. In alcuni casi si tratta di veri e propri accumuli di resti vege-

Vista dal sentiero presso Casera Auernig: sullo sfondo il Monte Corona, costituito dalle rocce della formazione omonima, e, sulla sinistra, il Monte Carnizza.

Blocco di pelite con una elevata concentrazione di brachiopodi (Productacea).

Pinnula di Alethopteris *sp.*

Frammenti di fronde di grandi "felci" arborescenti del genere Pecopteris. *La pianta poteva superare i 30 metri di altezza e le sue fronde sono i resti vegetali più comuni nei livelli della Fm. del Corona.*

Annularia stellata*: si tratta di frammenti di fronde di equisetali.*

tali depositati in condizioni di piana alluvionale in prossimità di un delta fluviale.

Sono presenti resti molto abbondanti di Equisetali di cui i generi: *Annularia*, *Calamites* e *Sphenophyllum* sono i più frequenti e di Pteridosperme con i generi *Pecopteris* (il genere più diffuso del giacimento), *Alethopteris*, *Linopteris*, *Sphenopteris*, *Neuropteris*, *Odontopteris*. Piuttosto comuni i resti di Lycophyta tra i quali i generi *Syringodendron* e *Sigillaria* possono raggiungere dimensioni notevoli. Più rari, invece, i resti di Cordaitales tra cui il genere *Cordaites* è il più comune. I "semi" appartenenti al genere *Trigonocarpum* sono abbastanza diffusi.

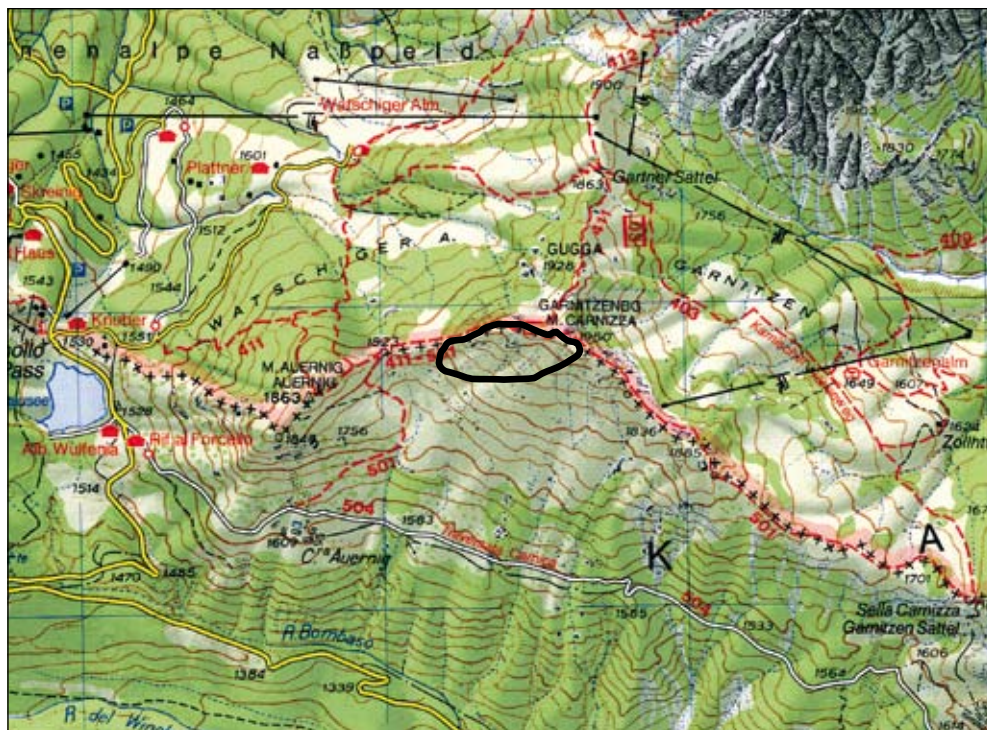
Resti di vegetali, anche in discreto stato di conservazione sono, comunque, abbastanza frequenti in molti altri livelli pelitici distribuiti lungo l'intera successione.

Oltre alle flore che, senza dubbio, caratterizzano la Fm. del Corona, sono presenti alcuni livelli depositati in ambiente marino nelle fasi trasgressive della successione che conservano abbondanti resti di faune prevalentemente costituite da brachiopodi.

In particolare, presso la Sella Barizze, affiora un livello pelitico della potenza di pochi decimetri costituito, quasi esclusivamente da resti di invertebrati marini. I brachiopodi sono i più diffusi rappresentati principalmente da alcuni generi di Productacea; molto comuni anche i resti appartenenti al genere *Derbyia*. Assieme ai brachiopodi, meno frequenti, si rinvengono resti di bivalvi, cefalopodi, gasteropodi, crinoidi, coralli e trilobiti. Quest'ultimi, piuttosto rari, sono testimoniati da alcuni pigidi appartenenti alla famiglia Phyllipsiidae.

Bibliografia essenziale: Frech F., 1894; Fritz A., Boersma M. & Krainer K, 1990; Geyer G., 1896; Schellwien E., 1892; Selli R., 1963a; 1963b; Stache G., 1874; Venturini C., 2002a; 2006.

Successione permo-carbonifera del Monte Carnizza

• **Passo Pramollo,** Pontebba, Udine.
Il geosito rappresenta un importante affioramento di arenarie fini con abbondanti resti di brachiopodi limonitizzati del genere *Linoproductus* della Fm. di Carnizza.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, paleontologia.
• **Accessibilità:** si sale dal Passo Pramollo a Malga Auernig dove si prende il sentiero Bepi Della Schiava (segnavia CAI n. 501) e si raggiunge la sella fra il Monte Auernig e il Monte Carnizza. Da qui si sale in cresta verso la vetta del Monte Carnizza. In prossimità dell'antivetta (un cocuzzolo non segnato sulla carta topografica), si abbandona il sentiero e si scende sotto il cocuzzolo raggiungendo una sella che congiunge l'antivetta a uno strato roccioso che emerge quasi verticale a Sud.

DESCRIZIONE
A cura di Luca Simonetto

La Fm. di Carnizza è una delle cinque formazioni fossilifere del Gruppo di Pramollo (Carbonifero sup.), già noto in letteratura come "Gruppo dell'Auernig" *sensu* Selli, riconducibili ad un ambiente di margine costiero e piattaforma. Si tratta di arenarie quarzoso-micacee in strati decimetrici alternate a peliti grigie; si intercalano conglomerati quarzosi in potenti bancate e livelli biocalcarenitici ad alghe e fusuline in strati decimetrici.

Sul Monte Carnizza, poco distante della vetta, è presente un affioramento di arenarie fini che conservano abbondanti resti fossili dalla caratteristica colorazione arancione. Questa è dovuta alla loro mineralizzazione in limonite.

Sono abbondanti i resti di brachiopodi del genere *Linoproductus*, assieme ai quali sono stati rinvenuti anche altri generi di brachiopodi e alcuni bivalvi (*Pinna*).

La stratificazione è ben distinta con strati spessi 5-7 cm. di colore grigiastro fittamente laminati ed immergenti quasi verticalmente (260/65°). La potenza complessiva stimata dell'affioramento è di circa 15 m.

Bibliografia essenziale: Selli R., 1963a; 1963b; Venturini C., 2002c; 2006.

In primo piano il Monte Carnizza, dietro si intravede il Monte Auernig e, sullo sfondo, le potenti bancate del Gartenkofel.

*Lastra con numerosi esemplari di brachiopodi (*Linoproductus cora*) parzialmente limonitizzati, provenienti dai livelli della Fm. del Monte Carnizza.*

Passaggio Ordoviciano-Siluriano presso l'ex Rifugio Fratelli Nordio

• **ex-Rifugio Fratelli Nordio, Rio Uqua,** Malborghetto Valbruna, Udine
È, con quello di Casera Valbertad, uno dei pochissimi affioramenti di rocce ordoviciane non solo in Regione ma in tutta Italia. Assieme a quelle della Sardegna, sono quindi fra le più antiche rocce sedimentarie (e quindi potenzialmente fossilifere) italiane. Si apprezza anche il passaggio tra l'Ordoviciano e il Siluriano.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, paleontologia.
• **Accessibilità:** è facilmente raggiungibile a piedi in quanto posto lungo il Rio Uqua, a breve distanza dalla carrareccia che conduce alla Sella di Lom, poco a monte dell'ex rifugio Nordio.

DESCRIZIONE
A cura di Giuseppe Muscio e Luca Simonetto

Nel Rio Uqua, al di sotto della pista forestale che porta alla Sella di Lom, poco a monte dell'ex Rifugio Fratelli Nordio (demolito a seguito dell'alluvione dell'agosto 2003), affiora un'interessante serie di rocce dell'Ordoviciano superiore.

Sono presenti livelli calcarei della Fm. di Uqua, la quale comprende siliti e arenarie quarzose in strati centimetrico-decimetrici, calcari micritici nodulari con rilegature argillitiche ocracee. La sezione è stata campionata da E. Serpagli (1967). Dopo la spessa copertura vegetale, che probabilmente maschera un elemento tettonico, affiorano alcuni metri di peliti della Fm. di Uqua, in alcuni livelli ricche in fossili (brachiopodi, briozoi, trilobiti e cistoidi). L'affioramento è quello studiato da G.B. Vai nel 1971 e su questo è stata formalmente istituita la "Formazione dell'Uqua".

Seguono, con un contatto probabilmente tettonico, argilliti neri, piuttosto strizzate e deformate, con graptoliti, interclate a livelli radiolaritici grigio scuri o neri, della Fm. di Bischofalm; talvolta la formazione si presenta in facies epimetamorfica.

Dopo un probabile disturbo tettonico, seguono alcuni metri di calcari grigi intercalati a scisti neri. Nei calcari si possono rinvenire abbondanti resti fossili in maggioranza di Orthocerida. Lo stato di conservazione non è particolarmente buono, gli esemplari sono fortemente ricristallizzati.

La località, già nota dall'inizio del XX secolo, è una delle più ricche per quanto riguarda le testimonianze fossili dell'Ordoviciano. Rocce dell'Ordoviciano affiorano in maniera significtiva anche nell'area di Valbertad (Cason di Lanza) e nella sezione del Costone Lambertenghi (Monte Coglians).

Analoghe rocce ordoviciane affiorano anche in Sardegna, dove esistono rocce ancora più antiche (Cambriano, oltre mezzo miliardo di anni) ma che sono prevalentemente metamorfiche.

Bibliografia essenziale: Bagnoli G., Ferretti A., Serpagli E. & Vai G.B., 1998; Serpagli E., 1967; Vai G.B., 1971.

Blocchetto di siltite ordoviciana (Fm. di Uqua) con numerosi trilobiti arrotolati.

L'area di affioramento delle peliti della Fm. di Uqua presso l'ex Rifugio Nordio.

Il contatto fra le peliti della Fm. di Uqua e le argilliti a graptoliti della Fm. di Bischofalm.

Colate di detrito e fango del Rio Moscardo

• **Rio Moscardo,** Paluzza, Udine.

Il Rio Moscardo è un affluente di sinistra del Torrente Bût. È lungo solo 3 km, con un bacino imbrifero di 6 km^2, ma costituisce un modello di studio per i processi di colata (colata di detrito, colata di fango, lave torrentizie), frequente caratteristica dei ripidi corsi d'acqua del settore alpino. Per tale ragione nel 1984 il CNR-IRPI di Torino, in collaborazione con la Direzione Parchi e Foreste della Regione Friuli Venezia Giulia, l'ha scelto come paradigma dei processi torrentizi alpini, installandovi un sistema di monitoraggio idrometrografico delle colate detritiche e di registrazione delle precipitazioni in quota. In aggiunta il Rio Moscardo si caratterizza per il proprio particolare conoide di deiezione, marcatamente asimmetrico e attivo fino alla metà del secolo scorso, prima delle intense regimazioni idrauliche.

• **Grado d'interesse:** regionale.

• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia, sedimentologia.

• **Accessibilità:** La parte bassa è accessibile su strada asfaltata, mentre quella più alta mediante strade di servizio a traffico regolamentato.

DESCRIZIONE

A cura di Corrado Venturini e Claudia Spalletta

Il Rio Moscardo drena il versante occidentale del Monte Paularo (2043 m), nell'alta Carnia. La sua testata, denominata La Muse, è formata da un anfiteatro scosceso modellato in roccia intimamente fratturata. Un costante distacco di frammenti fini e grossolani, periodicamente incrementato da cedimenti più consistenti, ha formato un'estesa falda di detriti alla base delle pareti rocciose. Le litologie più frequenti sono rappresentate da argilliti, argilloscisti (*slate*), siltiti e arenarie delle Formazioni del Hochwipfel e del Dimon, complessivamente note in letteratura come "Flysch ercinico" (Carbonifero).

Sono unità che hanno subito gli effetti delle compressioni orogenetiche erciniche (circa 300 milioni di anni fa) e di quelle alpine, iniziate circa 50 milioni di anni or sono e ancora in atto. Tra gli effetti dell'orogenesi alpina si segnala una superficie di scorrimento tettonico che corre lungo il corso stesso del rio intersecando la parete rocciosa che intorno a 2000 m delimita il bacino. La faglia ha prodotto una fascia di intima fatturazione delle rocce che ne ha aumentato l'instabilità.

La zona del crinale di spartiacque, situata alla sommità della parete scoscesa, mostra evidenti segni di incipiente cedimento. Lo testimonia una "trincea di deformazione gravitativa profonda", anticipazione di un futuro potenziale crollo. È significativo, a tale proposito, osservare l'inconsueto aspetto della fascia di spartiacque che delimita il bacino del Rio Moscardo da quello del confinante Rio Cercevesa.

Contro un sottile diaframma roccioso si appoggiano le due testate dei rispettivi bacini. Un diaframma destinato a cedere sotto i colpi dei futuri collassi gravitativi attivi lungo la fascia dell'attuale displuvio, un tratto lungo quasi 2 km situato tra la Forcella Fontanafredda e il Monte Paularo.

I detriti potenzialmente trasportabili dalle piene del Rio Moscardo non sono solo quelli disgregati dal versante in roccia che ne forma la testata. Ad essi se ne aggiungono altri di natura differente,

La conca dirupata de La Muse, ripresa dal conoide del Rio Moscardo. Il processo prevalente di costruzione del conoide è quello delle colate che costituivano, prima delle opere di regimazione degli ultimi decenni, un pericolo a cadenza stagionale.

Negli anni '70 si tentò, impropriamente, di regimare il torrente con l'uso di elementi molto più idonei nelle barriere foranee. La barriera a "tetrapodi" non era adatta a sopportare l'onda d'urto delle lave torrentizie e fu scalzata l'anno successivo.

facilmente mobilizzabili durante intense e concentrate precipitazioni. Sono i depositi morenici (coltre morenica di fondo) che, abbandonati durante il ritiro glaciale würmiano (circa 18.000 anni fa), hanno rivestito la superficie del sito un tempo coperta dai ghiacci.

Fu successivamente al ritiro dei ghiacci che la zona de La Muse cominciò a manifestare i primi segni di diffuso cedimento. L'instabilità culminò in un generalizzato scivolamento corticale che coinvolse la porzione superficiale delle rocce fratturate del substrato assieme alla coltre morenica che le rivestiva, il cui spessore massimo non superava i 4-5 m. Gli effetti prodotti dagli iniziali cedimenti hanno portato, nel tempo, alla formazione dell'attuale zona di testata del Rio Moscardo.

In successione si generarono: a) un orlo di frana in progressivo arretramento; b) una nicchia di frana di oltre 1 km^2 che espose una fascia di rocce affioranti nella zona di testata; c) un'estesa coltre detritica di frana distribuita alle quote intermedie e inferiori del bacino. Diffusa su quasi 2 km^2, ha spessori compresi tra pochi metri a oltre 30 m. Ha dato origine a un deposito sciolto formato da frammenti e blocchi del substrato imballati in un'abbondante matrice limosa, residuo dell'originaria coltre morenica. È proprio quest'ultimo carattere a propiziare i flussi di lave torrentizie, caratteristica del Rio Moscardo. Sono colate di fango e detriti che, nel corso di parecchie migliaia d'anni, hanno mobilizzato una consistente parte della coltre di frana e dei detriti di falda delle medie e alte quote del bacino, ridistribuendoli nel tratto verso la confluenza del rio nel Torrente Bût.

La ripetuta e stagionale sovrapposizione di successivi episodi di colata ha dato forma al conoide del Rio Moscardo. È un conoide di deiezione vistosamente asimmetrico verso Sud (Paluzza) a causa dell'abbondante apporto solido, sovradimensionato rispetto alla sezione della valle che occupa. La spiccata asimmetria che lo caratterizza è una peculiarità molto rara nei conoidi di deiezione delle Alpi. Verso Ovest e Nord-Ovest (Cleulis) il conoide ha un raggio ridotto, non superiore al chilometro; al contrario verso Sud, sulla direzione che asseconda l'inclinazione della valle che lo ospita, supera i 3 km.

Nel suo avanzamento verso Ovest il conoide ha invaso il fondovalle saldandosi con la paleofrana post-glaciale di Cleulis, scesa dal versante opposto. Ne è scaturita un'occlusione dei deflussi del Torrente Bût, periodicamente attiva, che a monte ha spesso generato impaludamenti e laghetti di ridotta profondità, colmati poi dai detriti fluviali.

Del più recente di tali invasi dà menzione anche il geografo Marinelli, sottolineando che nel XIX secolo un modesto lago perdurò per quasi 40 anni. A tal proposito è utile far notare che il fondovalle (e con esso la parallela sede stradale) corre a inclinazione molto bassa fino alle porte di Timau.

Un effetto identico si riscontra anche qualche chilometro a monte di Timau, in località Laghetti, dove ricorrenti blocchi dei deflussi si realizzarono in epoca storica e recente, in questo caso non ad opera di un conoide avanzante ma di una frana periodicamente attiva.

Fino all'inizio degli anni '70 il conoide risentiva ancora delle divagazioni selvagge del Rio Moscardo. I suoi periodici flussi di colata saturavano con facilità un alveo ancora privo di argini artificiali e la cui unica costrizione morfologica erano le scarpate del solco di magra, alte al massimo 3-5 m.

Ancora oggi, percorrendo la fascia boscata del conoide, a monte della vecchia strada statale, è possibile riconoscere i percorsi delle colate storiche e recenti.

Le sistemazioni idrauliche intraprese a metà degli anni '70, dopo i primi iniziali insuccessi hanno regolarizzato i deflussi del Rio Moscardo riducendo in parte l'erosione spondale e confinando il trasporto degli apporti solidi lungo l'asta torrentizia.

L'obiettivo è stato ottenuto con la costruzione di una serie di imponenti briglie nel tratto intermedio del corso e l'elevazione di un doppio argine in terra, alto una decina di metri.

Il vecchio ponte in ferro che fino agli anni '70 attraversava il Rio Moscardo lungo l'unica strada di fondovalle fu deformato da una colata che nel 1976 lo rese inagibile. Oggi, nel medesimo punto, lo sostituiscono un guado e un elegante, stretto ponte ciclabile a campata unica, sopraelevato di una decina di metri sull'alveo del rio. La viabilità principale invece è stata spostata più a valle, su viadotto.

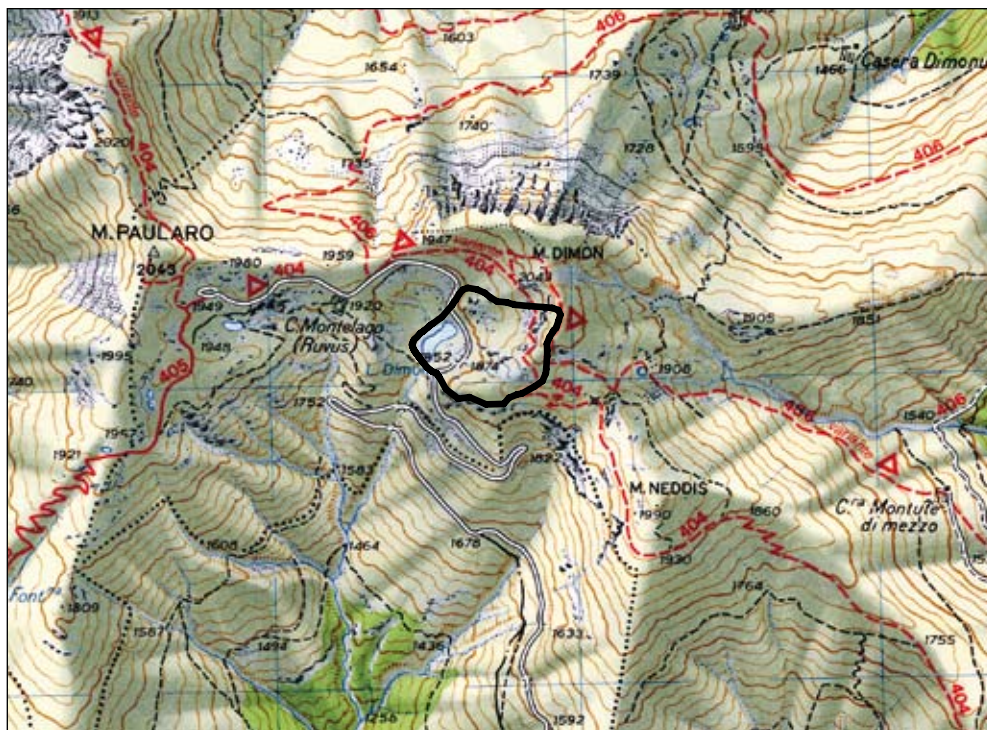
La parte superiore della dirupata conca franosa de La Muse. È ben percepibile la sua tendenza all'arretramento per successivi cedimenti gravitativi.

© 2009 Google

La conca franosa de La Muse, con il Rio Moscardo e il relativo conoide.

Bibliografia essenziale: Arattano M., Deganutti A.M., Marchi L., Chiarle M., Fioraso G., Mortara G. & Turitto O., 1996; Arattano M., Deganutti A.M. & Marchi L., 1997; Venturini C., 2002a; Venturini C., Pondrelli M., Fontana C., Delzotto S. & Discenza K., 2001.

Lago Dimon

• **Lago Dimon,** Ligosullo, Udine.
La lunga salita che da Ligosullo, nell'alta Carnia orientale, porta ai 1852 m del Lago Dimon è premiata dalla serenità che infonde il luogo e da quel piacere sottile che è sempre trasmesso dalla conoscenza della storia di un territorio, tanto antropica quanto naturale. I dati geomorfologici, particolarmente chiari e leggibili, evidenziano l'effetto locale dell'esarazione glaciale würmiana e soprattutto la risposta del territorio alla deglaciazione e al nuovo condizionamento climatico. Nei dintorni del Lago Dimon, attraverso il contatto fra la Fm. del Dimon (Carbonifero) e la soprastante Arenaria di Val Gardena (Permiano) è ben documentata la discordanza ercinica (v. geositi Discordanza ercinica al Monte Zoufplan, Discordanza ercinica al Monte Cavallo di Pontebba).
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geologia stratigrafica, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** il lago è raggiungibile via Ligosullo-Valdajer con strada sterrata, non ripida ma che può presentare tratti dissestati.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

Le evidenze geomorfologiche racchiuse in questo sito sono molto didattiche ed esemplificative di un contesto montano che fino a circa 15.000 anni fa era ancora rivestito dai ghiacci. È utile elencarle nell'ordine del proprio sviluppo temporale.

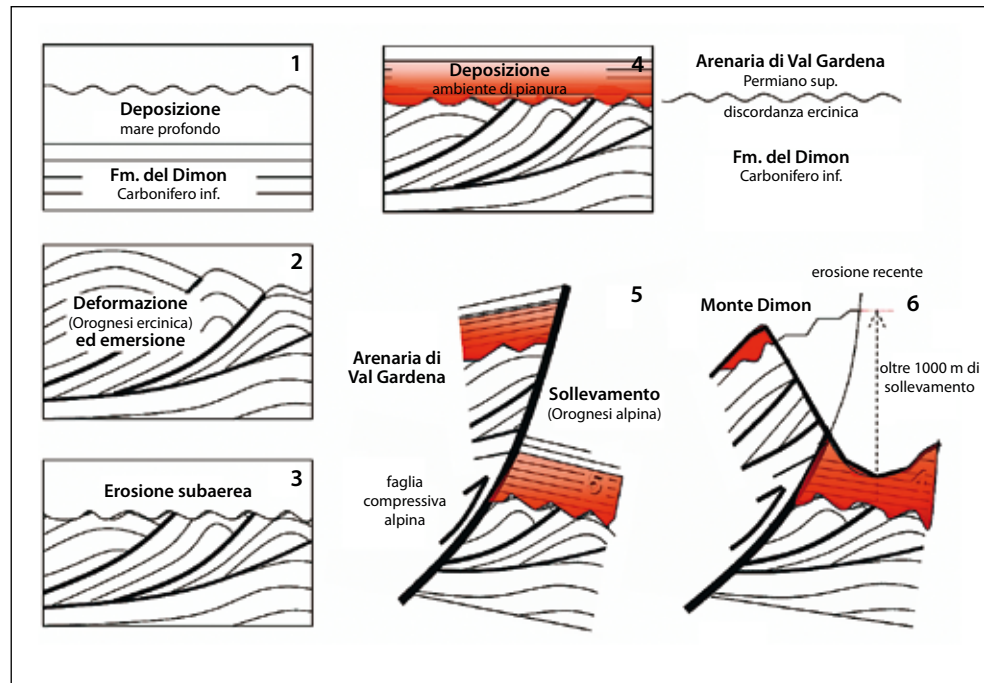
a) La conca di esarazione glaciale del Monte Dimon (versante SW) si è generata durante la glaciazione würmiana. In passato (Pleistocene inf.- medio), era ancora unita a quella del vicino Monte Paularo formando un'unica area di circo glaciale ampia oltre 1 km^2. Furono le erosioni torrentizie, attive alla testata del Rio Maurán dopo la scomparsa dei ghiacci, a minarne la continuità, finendo con l'isolare la conca del Monte Dimon da quella, oggi meno pronunciata ed evidente, del Monte Paularo. Dopo la glaciazione würmiana, nella conca esarativa del Monte Dimon stazionò per breve tempo anche un piccolo ghiacciaio tardo-würmiano. Al ritiro e scomparsa del ghiacciaio würmiano prima (circa 18.000 anni fa) e tardo-würmiano poi (circa 15.000 anni fa) la conca del Monte Dimon fu occupata dal laghetto omonimo. L'invaso fu propiziato dall'esarazione glaciale würmiana che aveva modellato l'area a forma di conca, generando una soglia di contenimento, proprio lì dove oggi sgorga l'emissario. L'estensione originaria del lago era maggiore di almeno un terzo rispetto all'attuale.

b) La conca si liberò definitivamente dai ghiacci circa 15.000 anni fa, limitandosi ad ospitare, nel suo tratto sud-orientale, un piccolo nevaio perenne simile a quello che attualmente occupa la Conca Prevala (Sella Nevea). Anch'esso, alla fine del Pleistocene (circa 10.000 anni fa), risentì del generalizzato rialzo termico e finì per scomparire. Sul nevaio che occupava il margine sud-orientale della conca si riversò un frana a grossi blocchi ancor oggi visibile. Precipitò da una retrostante parete modellata nelle vulcaniti basiche della Fm. del Dimon. Si distribuì al fronte del nevaio replicandone il perimetro esterno. Ancor oggi la disposizione dei massi di frana testimo-

Il Lago Dimon visto da NW. Si percepisce con chiarezza il piccolo delta-conoide che, col proprio avanzamento, ha condizionato l'estensione e la forma dell'invaso.

Il versante settentrionale del Monte Dimon (sullo sfondo) in versione invernale. La foto è stata ripresa dalla strada che porta da Paularo verso Stua di Ramaz e procede poi alla volta del Passo del Cason di Lanza.

Così appare il piccolo bacino lacustre, visto dalla sommità del monte Dimon.

Versante Sud del Monte Dimon, di fronte al lago. È visibile, in basso sulla sinistra, l'accumulo di blocchi descritto e commentato al punto b) del testo.

Sintesi degli eventi che, durante gli ultimi 350 milioni di anni, hanno portato il territorio carnico verso l'attuale configurazione. La ricostruzione è applicabile a tutta l'area a Nord di Comeglians-Paularo, coincidente con la "faglia compressiva alpina" del disegno.

nia la posizione più avanzata occupata, molte migliaia di anni fa, dall'antico nevaio.

c) Al margine sud-orientale della conca glaciale (settore particolarmente importante nell'evoluzione del sito) si sviluppò il principale immissario del lago. Il rio era inizialmente dotato di intensa capacità erosiva. Lo si deduce dalla morfologia erosiva post-glaciale della sua area di testata e dal corrispondente deposito che ha generato, equivalente alla porzione asportata a monte. Il deposito, interamente conservato, è rappresentato da un perfetto delta-conoide lacustre. L'intero rio, dalle sorgenti al margine esterno del delta-conoide, non supera i 300 m di lunghezza. Rappresenta, proprio per questa sua miniaturizzazione, un esempio didattico di "morfologia dinamica" tra i più efficaci. Da notare come l'attuale forma e perimetro del lago siano stati influenzati dall'avanzamento del delta-conoide.

d) La propensione all'erosione a monte e alla contemporanea deposizione a valle da parte del rio immissario all'inizio fu alta in funzione di un clima particolarmente piovoso e di un substrato fratturato ancora privo di copertura erbosa e arbustiva. Queste condizioni erano con tutta probabilità presenti durante e immediatamente dopo la totale deglaciazione dell'area, intorno a 15.000 anni fa. Successivamente (non è dato di conoscere quando), gli apporti erosivi divennero prima meno abbondanti, poi più scarsi e infine cessarono del tutto per una lentissima ma progressiva estensione della vegetazione che finì per colonizzare anche la superficie emersa del delta-conoide lacustre, ormai non più attivo (o quiescente). Trovarlo coperto da erba folta e privo di detriti alluvionali suggerisce che i territori a monte - per il momento - non stanno subendo erosione.

Una ulteriore importante evidenza geologica del sito è la superficie di discordanza ercinica (v. geosito Discordanza ercinica del Monte Zoufplan) che segna il contatto tra le vulcaniti basiche della Fm. del Dimon (Carbonifero) e la soprastante Arenaria di Val Gardena (Permiano sup.). È molto semplice riconoscerla essendo l'unità permiana marcata da un inconfondibile colore rosso-mattone.

La zona ove risulta più facile individuare questa discordanza è il piccolo crinale, orientato N120°E, che separa la conca lacustre dal ripido versante che ospita l'emissario del lago e le sorgenti del Rio Maurán. L'importanza della superficie cosiddetta di discordanza ercinica sta nel suo peculiare significato. Quando, circa 300 milioni di anni fa (Carbonifero inf.), la Fm. del Dimon - con tutta la successione paleozoica antica - fu coinvolta nelle deformazioni dell'orogenesi ercinica, si generò una catena montuosa che emerse dal mare. All'emersione fece seguito una parziale erosione ad opera di ruscellamenti e acque incanalate in rii e torrenti che generò la superficie di modellamento.

Bibliografia essenziale: Venturini C., 2003a; 2003b; 2006; Venturini C., Pondrelli M., Fontana C., Delzotto S. & Discenza K., 2001.

Discordanza ercinica al Monte Zoufplan

• **Monte Zoufplan,** Paluzza, Udine.
I settori sommitali del Monte Zoufplan (1999 m) e del vicino Pizzo del Corvo (1945 m) espongono la superficie di discordanza ercinica prodotta circa 300 milioni di anni fa. È chiaramente osservabile il contatto erosivo tra l'ultima unità della successione ercinica (Fm. del Dimon, Carbonifero inf.) e l'Arenaria di Val Gardena (Permiano sup.) che la ricopre con discordanza di circa 30°.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, geomorfologia, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** è accessibile dal centro del paese di Cercivento, posto alla confluenza della Valcalda nella Valle del Bût, percorrendo una strada stretta ma agevole, asfaltata fino a quota 1200, che porta ai 2000 m del Monte Zoufplan. Da lì è consigliabile proseguire a piedi dato che la strada passa a mulattiera, coincidente in alcuni tratti con il sentiero CAI n. 154 che passa poco al di sotto della cresta del Monte Zoufplan.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

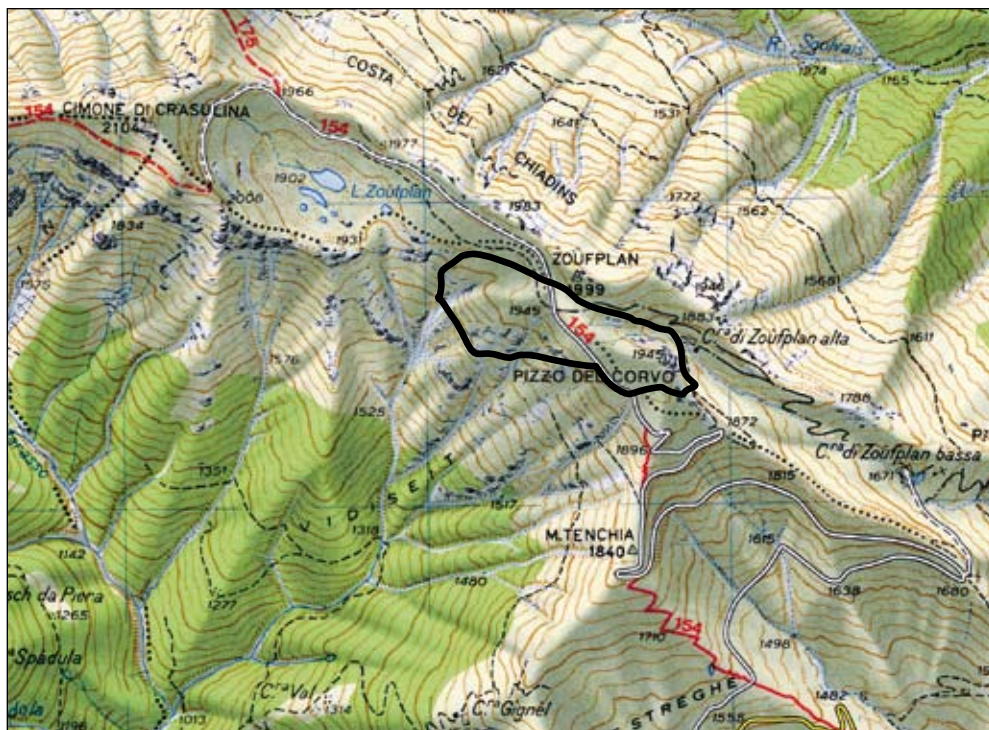
L'alta Valle del Bût è costellata di cime non carbonatiche comprese tra 2000 e 2200 m di quota. Una di queste, in versante destro, è il Monte Zoufplan. La particolarità di questo sito è quella di esporre il contatto tra la Fm. del Dimon, ultima unità della sequenza paleozoica antica, e l'Arenaria di Val Gardena, visibile appena a valle della strada che rasenta la sommità del Monte Zoufplan (v. geosito Lago Dimon).

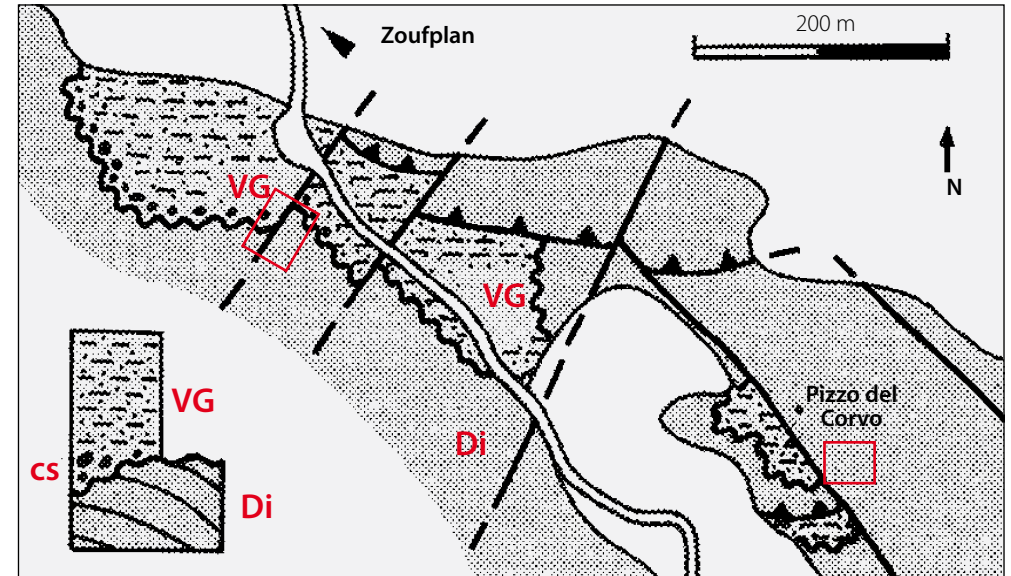
La Fm. del Dimon, di età carbonifera, è qui rappresentata da vulcaniti basiche e da prodotti vulcanici stratificati. L'Arenaria di Val Gardena, di età permiana superiore, in questo sito è data da iniziali sottili brecciole e peliti dal caratteristico colore rosso, passanti, nel volgere di un metro, ad esclusive peliti rosse.

Altri affioramenti simili, di più modeste dimensioni e di sole peliti rosse, si trovano nelle immediate vicinanze, al Pizzo del Corvo. È questo un piccolo rilievo formato da vulcaniti basiche, presenti sotto forma di lave a cuscino, testimonianza di eruzioni vulcaniche sottomarine, particolarmente evidenti lungo il lato Nord.

La superficie di discordanza tra le vulcaniti basiche e i depositi rossi permiani è uno degli elementi stratigrafici di maggiore importanza dell'intera catena carnica. Una superficie in origine continua che le spinte compressive dell'orogenesi alpina hanno poi smembrato e dislivellato. Tra il Monte Zoufplan e il Pizzo del Corvo la superficie di discordanza compare in cinque affioramenti contigui, separati da piccole faglie dotate di modesti rigetti.

Il fatto che la superficie in oggetto, e con essa i depositi rossi permiani che la ricoprono, compaia solo nei dintorni del Monte Zoufplan-Pizzo del Corvo significa che nelle zone circostanti gli spostamenti l'hanno alzata oltre le quote della superficie topografica.

Per valutare il significato e l'importanza della superficie di discordanza ercinica è sufficiente considerare alcuni caratteri delle unità stratigra-

Gran parte del modesto rilievo del Pizzo del Corvo (v. riquadro nel disegno successivo) è formata da lave basaltiche cosiddette "a cuscino", forme sub-sferoidali dei singoli apporti effusivi, caratteristiche di un contesto di accumulo marino e tendenzialmente profondo.

Alle pendici meridionali del Monte Zoufplan (v. riquadro nel disegno successivo) sono presenti lave basiche della Fm. del Dimon (Carbonifero inf.), cui si sovrappongono, discordanti, le caratteristiche peliti rosse dell'Arenaria di Val Gardena (Permiano sup.).

Carta geologica del settore meridionale del Monte Zoufplan. Di: vulcaniti basiche (Fm. del Dimon, Carbonifero inf.); CS: brecciole fini (Conglomerato di Sesto, Permiano sup.); VG: peliti rosse (Arenaria di Val Gardena, Permiano sup.). I riquadri indicano i settori delle fotografie (da Società Geologica Italiana, 2002).

fiche che pone in contatto. Innanzi tutto la loro differenza di età che ammonta a circa 50 milioni di anni.

Poi il differente grado di deformazione: la Fm. del Dimon ha subìto prima le deformazioni dovute all'orogenesi ercinica (circa 300 milioni di anni fa), in seguito quelle dell'orogenesi alpina, attivatasi oltre 250 milioni di anni dopo.

Al contrario, i depositi rossi dell'Arenaria di Val Gardena, che sopra la superficie di discordanza ricoprono la Fm. del Dimon, hanno risentito solo delle deformazioni alpine. Questo perché i corrispondenti depositi si sono accumulati dopo la cessazione dei movimenti orogenetici ercinici.

L'orogenesi ercinica, che generò la Catena Paleocarnica, è dunque la ragione sia della superficie di discordanza, sia della differenza sensibile di età tra le due unità.

La Fm. del Dimon, assieme alle unità che la precedevano, fu piegata, traslata e affastellata in scaglie tettoniche dei più vari spessori. Parte di essa restò in condizioni subacquee, parte invece si sollevò fino ad emergere.

Le porzioni emerse (e deformate) subirono erosioni e alterazioni che proseguirono fino a quando quegli stessi territori furono recuperati alla sedimentazione. Nella zona del Monte Zoufplan (ma non solo) questo accadde solo dopo 50 milioni di anni.

Fu allora, circa 260 milioni di anni fa, che nuovi depositi ripresero ad accumularsi in questo settore. Non erano più lave basaltiche di mare profondo, ma pietrisco, sabbie e fanghi erosi alle sottostanti rocce deformate. Si accumularono formando una pianura alluvionale e dando luogo a una successione di nuovi strati orizzontali (Arenaria di Val Gardena).

Il clima tendenzialmente arido li portò rapidamente all'ossidazione causandone il caratteristico colore rosso mattone.

La deposizione degli strati rossi permiani era stata preceduta dallo sviluppo di una netta superficie di erosione e alterazione. Quella stessa superficie separa ancora oggi gli strati rossi dalle sottostanti lave basaltiche (Fm. del Dimon), inclinate dagli antichi movimenti subiti durante l'orogenesi ercinica.

Bibliografia essenziale: Venturini C., Spalletta C., Vai G.B., Pondrelli M., Fontana C., Delzotto S., Longo Salvador G. & Carulli G.B., con la coll. di Garuti D., Ciavatta D., Ponton M. & Podda F., 2009; Venturini C., Pondrelli M., Fontana C., Delzotto S. & Discenza K., 2001; Venturini C., 2002b; 2006.

Laghi Zoufplan

• **Laghi Zoufplan,** Paluzza, Udine.
Una conca glaciale di ridotte dimensioni (meno di 0,5 km^2) ospita una serie di piccoli laghi di esarazione. La loro forma, in molti casi geometrica, suggerisce un controllo tettonico. Sito con buona valenza didattica che mette in evidenza la concomitanza di cause, molto diverse tra loro, come presupposto degli effetti prodotti.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** dal centro del paese di Cercivento, alla confluenza della Valcalda nella Valle del Bût, una strada stretta ma agevole, asfaltata fino a quota 1200 m, porta ai 2000 m del Monte Zoufplan. Da lì è consigliabile proseguire a piedi. Il tragitto, privo di dislivelli, porta in meno di un chilometro di fronte ai Laghi Zoufplan, consentendo uno sguardo panoramico da un punto di osservazione sopraelevato sul sito di una cinquantina di metri. In alternativa si sale a piedi da Cleulis lungo il sentiero CAI n. 155 (800 m di dislivello).

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

Il geosito conserva una ghirlanda di laghetti che occupano il fondo di una conca a ridosso della cima del Monte Zoufplan. Il lato posteriore della conca, coincidente con i versanti orientali del Cimon di Crasulina, è sagomato in roccia e il suo modellamento risente dell'esarazione glaciale würmiana.

Si apre e affaccia su un ripido versante inciso dagli affluenti del Rio Marasso. È probabile che l'erosione regressiva attiva alle testate di questi ultimi ne abbia ridotto l'estensione originaria.

I Laghi sono di evidente origine glaciale, anche se la forma geometrica di qualcuno tra essi potrebbe generare dei dubbi. Osservandoli dall'alto, quando il livello dell'acqua raggiunge i massimi stagionali, non può sfuggire la loro forma regolare, da rettangolare a romboidale. La distanza falsa la percezione delle dimensioni suggerendo che si possa trattare di ristagni in aree un tempo edificate e oggi occupate da ruderi della Grande Guerra, frequenti lungo la fascia di confine.

Scendendo nella conca e valutando le dimensioni del più esteso degli invasi si scopre che il suo lato maggiore supera i 120 m. Scartata l'ipotesi del manufatto diventa credibile che la regolarità dei margini lacustri sia da mettere in relazione con la presenza, nelle rocce del substrato, di due sistemi di faglie verticali (o di fratture). L'esarazione glaciale ha favorito l'asportazione selettiva delle rocce dal fondo della conca; asportazione guidata appunto dalla presenza delle particolari superfici di debolezza: le faglie (o fratture) formanti un reticolo a maglia ampia.

Le rocce della conca glaciale appartengono alla Fm. del Dimon (Carbonifero), qui rappresentata da alternanze di litologie vulcaniche e sedimentarie (arenarie e peliti, ossia originarie sabbie e fanghi, e locali brecce di esplosione vulcanica risedimentate), tutte deposte in un ambiente sottomarino mediamente profondo.

Bibliografia essenziale: Venturini C., 2003a; 2006.

Laghi Zoufplan: la morfologia a dossi e conche di questo settore risente delle esarazioni glaciali ma anche dei controlli tettonici prodotti da faglie e fratture verticali.

Arco naturale di Creta Forata

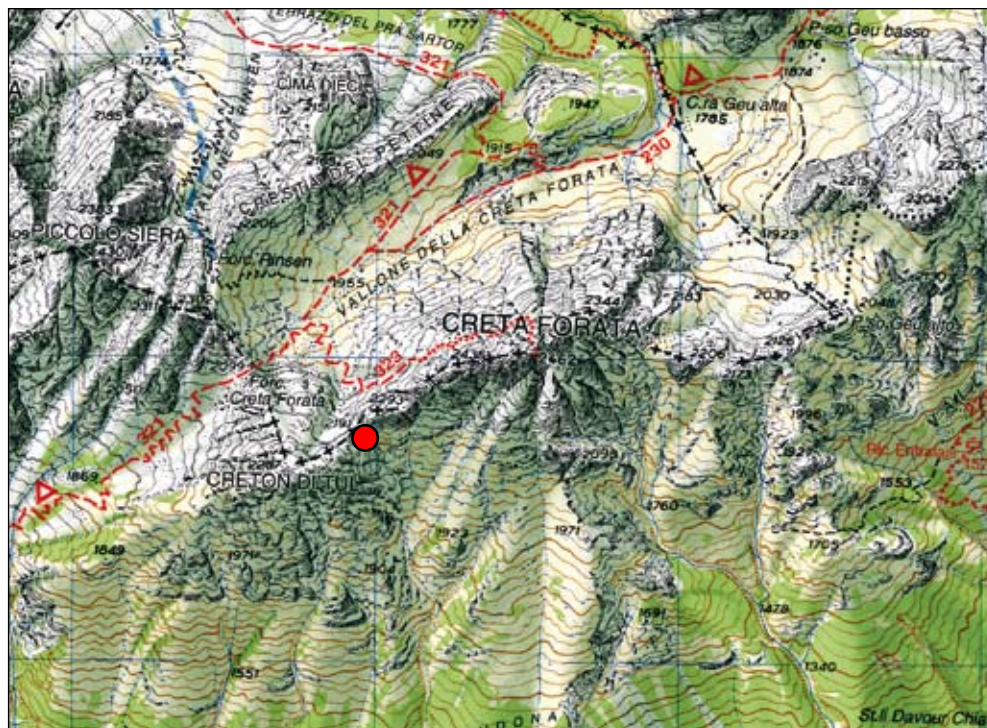
• **Monte Creta Forata,** Prato Carnico, Udine.
Arco naturale che "trafora" la cresta del Monte Creta Forata (Dolomiti Pesarine, Alpi Carniche) a quota 2462 m. È uno dei pochi esempi presenti in questo settore dell'arco alpino.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia.
• **Accessibilità:** è possibile con una deviazione "alpinistica" dalla via normale di salita al Monte Creta Forata, che si diparte dalla zona sommitale del vallone di origine glaciale a settentrione. L'arco naturale è visibile già dal fondovalle.

DESCRIZIONE
A cura di Giuseppe Muscio

La Creta Forata (*Crete Forade* in friulano) al confine fra Friuli e Veneto è un poderoso massiccio, al centro del gruppo omonimo nelle Dolomiti Pesarine (Alpi Carniche). Il rilievo, che separa Prato Carnico da Sappada, deve il suo nome al foro che lo attraversa da parte a parte, creando un affascinante arco naturale. La Creta Forata (2462 m) dà il nome anche alll'intero massiccio e si trova lungo la parte WSW della cresta. Si apre nella Fm. della Dolomia dello Schlern (Anisico sup.-Carnico inf.) costituita da calcari dolomitici e dolomie a stratificazione indistinta o massiva. Si tratta del potente complesso di piattaforma che forma l'intera dorsale dei monti Siera, Creta Forata e Cimon. Il geosito è posto tra la forcella di Creta Forata e la Creta di Tul.

L'area è caratterizzata dalla presenza dell'importante linea tettonica "della Creta Forata" con andamento ENE-WSW. Il controllo tettonico delle forme morfologiche è evidente con allineamento dell'asse del vallone glaciale e della forcella di Creta Forata lungo la dislocazione. L'assetto geostrutturale è quindi essenziale nei processi morfogenetici, che hanno portato alla formazione dell'arco naturale, posto a qualche centinaio di metri dalla forcella.

Bibliografia essenziale: Bianco F., Bondesan A., Paronuzzi P., Zanetti M. & Zanferrari A. (a cura di), 2006; Elmi C., Monesi A., 1967; Venturini C., 2006.

L'arco naturale della Creta Forata.

La parte centrale della dorsale carbonatica delle Dolomiti Pesarine. Al centro la Creta Forata, dalla forma particolarmente frastagliata con torrioni e altre morfologie tipiche del paesaggio "dolomitico". Verso sinistra si nota l'arco naturale.

Depositi pleistocenici di Ponte Arceons-Flaudona

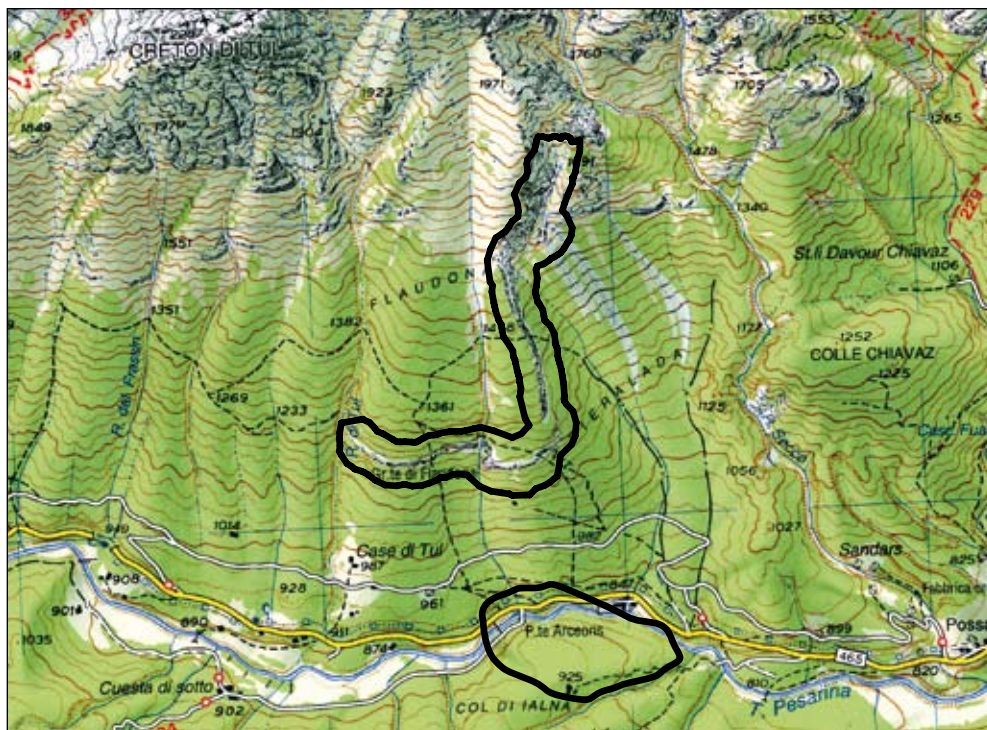
• **Pesariis,** Prato Carnico, Udine.
Risalendo la Val Pesarina si incontrano (località Flaudona) i resti di un ampio conoide di deiezione, appoggiati al versante meridionale del Monte Creta Forata. In origine il conoide s'indentava con una potente successione torrentizia accumulata nel fondovalle (località Ponte Arceons). I depositi (probabile Pleistocene) sono sicuramente precedenti all'ultimo acme glaciale würmiano, anche se mancano i dati per definirne con precisione l'età. Oltre alle evidenze morfologiche e stratigrafiche, la successione affiorante offre un interessante esempio di paleo-frana pre-glaciale di cui è conservata solo la nicchia. Inoltre, il sito dimostra indirettamente quanto labile sia la potenzialità di preservazione dei depositi alluvionali accumulati in ambiente intermontano.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geologia strutturale, sedimentologia.
• **Accessibilità:** risalendo la Val Pesarina, oltrepassato l'abitato di Pesariis, si nota, sulla destra, la rupe di Flaudona. Per raggiungere i luoghi del geosito è necessario risalire il pendio attraverso i ripidi sentieri che si dipartono dalla località Ponte Arceons.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini e Antonella Astori

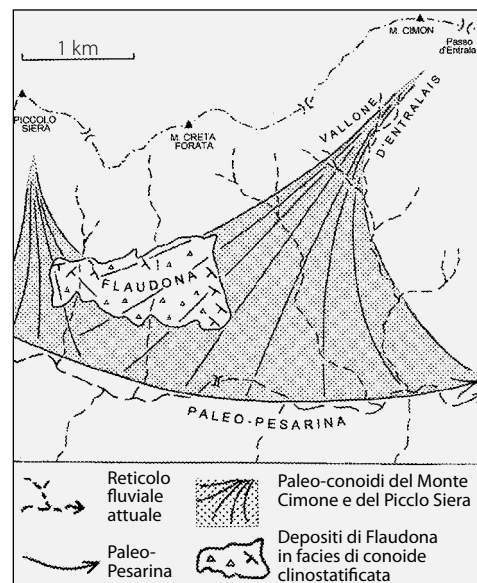
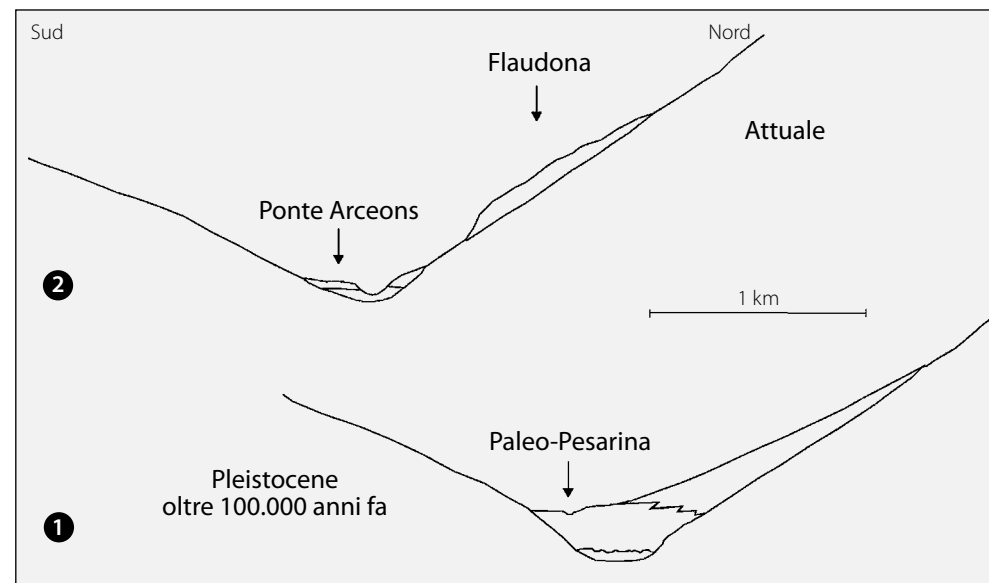
Il Torrente Pesarina è il più importante affluente destro del Torrente Degano. Il profondo solco che ha generato, orientato W-E, forma la più ampia ed estesa tra le vallate secondarie di tutta la Carnia. La sua evoluzione pleistocenica è dominata da alternanza di condizioni fluviali e glaciali.

In tempi precedenti all'ultimo glaciale (Würm), la Val Pesarina, priva di ghiacci, sviluppò una tendenza all'accumulo di sedimenti ruditici nel fondovalle (ghiaie) e lungo i versanti (pietrisco). Questo grazie alla mobilizzazione di grandi quantità di materiali detritici lungo le medie ed alte quote della vallata, dove le litologie dolomitiche e calcareo-dolomitiche particolarmente fratturate si prestavano ad essere convogliate verso il fondovalle. L'abbondante materiale detritico preservato in questo sito proveniva da Ovest (alta Val Pesarina: ghiaie) e da Nord (versante idrografico sinistro, Monte Cimon: pietrisco), incontrandosi nella zona tra Ponte Arceons e Flaudona. Nei due nuclei, nonostante le asportazioni operate dalle successive intense fasi erosive glaciali e fluviali, sono conservate le porzioni più significative dei due tipi di deposito.

Risalendo la Val Pesarina e transitando oltre Pesariis si fa visibile, sulla destra, la rupe di Flaudona. Da lontano appare come una fascia rocciosa verticale, priva di vegetazione e allungata secondo la pendenza del versante. Osservando la parete scoscesa, meglio se con un binocolo, si apprezza anche la sua netta stratificazione. È inclinata 25°, in accordo con la pendenza del versante. Si tratta di clinostratificazioni, ossia strati che si sono accumulati già inclinati all'origine.

Sono brecce da fini a grossolane, sempre ben cementate. L'intero deposito, potente non meno di 100 m, è stato prodotto dallo smantellamento pleistocenico del versante dolomitico settentrionale (Fm. dello Schlern, Gruppo del M. Siera, Triassico). In origine l'accumulo formava un ventaglio di detriti (conoide di deiezione), con l'apice collocato nel Vallone d'Entralais. I detriti derivavano da cedimenti e periodici crolli attivi lungo la parete meridionale del

Panorama (da E) sulla parete di Flaudona. Il ripido versante si formò per il franamento di un'ingente quantità di rocce che occupava il settore detto Pietralada. La ripida parete (tratteggio) mostra una stratificazione inclinata verso valle dei materiali rocciosi (brecce).

Monte Cimon, di natura dolomitica. Le periodiche intense piogge mobilizzavano i detriti ridistribuendoli più a valle, a ventaglio. Oggi gli affioramenti di Flaudona sono tutto ciò che resta dell'originario conoide di deiezione: meno di un quinto del deposito iniziale. Procedendo altri 2 km verso Ovest si supera Pesariis raggiungendo Ponte Arceons, in fondovalle. Poco prima, in sinistra idrografica, una mulattiera risale il ripido versante settentrionale. In breve diventa sentiero e porta alla grande parete verticale di Flaudona, rasentandone la base lungo tutta la sua estensione. Un'opportunità unica per osservare in dettaglio i depositi dell'antico conoide di deiezione. Si notano alternanze di brecce e brecciole, in strati spessi da 0,5 a 1 m, alternati a livelli più potenti formati da depositi molto caotici con grossi blocchi e frammenti di ogni dimensione. Tutti formano livelli inclinati tra 25° e 30°.

Più semplice è l'osservazione dell'altro nucleo affiorante, il modesto rilievo del Col di Ialna, situato in corrispondenza del Ponte Arceons. Alla base della parete verticale del colle, affacciata sul greto del Torrente Pesarina, è visibile la successione più antica, di prevalente ambiente deltizio-lacustre. A

Ricostruzione dell'originaria estensione dei conoidi coalescenti del Monte Cimon e del Piccolo Siera, oggi ricostruibili solo tramite i caratteri sedimentari e di giacitura delle rocce di Flaudona.

In basso (1) è illustrato l'aspetto, in sezione, della media Val Pesarina in un intervallo interglaciale precedente al Würm. Le brecce del conoide di deiezione di Flaudona si interdigitavano nel fondovalle con i conglomerati fluviali di Ponte Arceons. In alto (2), la stessa sezione oggi, dopo che erosioni fluviali, frane e esarazioni glaciali hanno asportato gran parte degli antichi depositi pleistocenici.

Risalendo la base della parete di Flaudona si possono osservare in dettaglio le brecce cementate deposte inclinate già alla loro origine. Sono strati e banchi che facevano parte di un antico gigantesco conoide di deiezione ormai sventrato dalle frane e dalle erosioni.

metà parete un'antica superficie di erosione, anch'essa di età pleistocenica, la separa dalla successione pleistocenica più recente, esclusivamente fluviale, che ad essa si sovrappone.

La successione inferiore, potente alcune decine di metri, è formata da sottili conglomerati (ghiaie) torrentizi orizzontali ai quali si sovrappongono conglomerati in strati inclinati 30° verso Est. Questi ultimi sono interpretabili come depositi deltizi che avanzavano verso la Val Degano. Sopra ad essi, in continuità, riprendono i conglomerati fluviali in banchi orizzontali. Complessivamente rappresentano la fase di riempimento di un antico lago di sbarramento, anch'esso risalente ad un'intervallo precedente all'ultima glaciazione würmiana.

La potente parte superiore del Col di Ialna si sovrappone alla porzione inferiore tramite una netta superficie erosiva fluviale. Anch'essa è formata da conglomerati fluviali il cui spessore originario raggiungeva e probabilmente superava i 100 m. Le provenienze accertate sono tutte da Ovest, lungo la direzione dell'attuale fondovalle. Sono questi depositi a interdigitarsi lateralmente con le brecce e brecciole del conoide di deiezione di Flaudona, derivante dal disfacimento del Monte Cimon. I contatti tra le brecce e i conglomerati sono stati asportati dalle successive ripetute erosioni glaciali e fluviali.

La zona di Flaudona riserva anche delle interessanti evidenze morfologiche. La stessa parete verticale, visibile dal fondovalle da chilometri di distanza, coincide con l'orlo laterale di distacco di una paleo-frana di medie proporzioni. Il lembo mancante (località Pieralada) è franato in un'unica soluzione verso il fondovalle lasciando, ancora percepibile, la nicchia di distacco. L'assenza dell'accumulo di frana nel fondovalle fa ritenere che il cedimento si sia prodotto prima dell'ultimo transito glaciale (LGM), dato che solo una lingua glaciale potrebbe avere asportato, in modo così completo, ogni residuo dell'accumulo.

Un ulteriore interessante particolare: la superficie di distacco laterale della paleo-frana coincide con una faglia verticale orientata circa Nord-Sud. La stessa faglia ha creato uno spostamento (rigetto di faglia) nella successione affiorante al Col di Ialna, configurandosi come una faglia attiva durante il Pleistocene. Nulla di più probabile che la paleo-frana sia stata generata proprio in concomitanza col sisma connesso al movimento pleistocenico della faglia.

Bibliografia essenziale: Astori A., & Venturini C., 2005; Venturini C., Pondrelli M., Fontana C., Delzotto S. & Discenza K., 2001.

Formazioni a Bellerophon e di Werfen presso Sauris

• **Rio Felempecle, Sauris di Sopra,** Sauris, Udine.
Il geosito è un evidente affioramento roccioso (Fm. a Bellerophon e Fm. di Werfen), messo in luce dalle grandi e variopinte erosioni calanchive che caratterizzano il versante meridionale del Monte Oberkofel.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, geomorfologia.
• **Accessibilità:** si trova lungo la strada che da Sauris di Sopra sale a Sella Razzo, a pochi passi dal confine amministrativo con la Regione Veneto, in corrispondenza del piccolo ponte che attraversa il ramo settentrionale del Rio Felempecle (o Flempehle). Una piazzola situata una cinquantina di metri dal ponte sul rio (direzione Veneto), permette di parcheggiare comodamente l'auto. Si consiglia di proseguire in territorio cadorino: lungo la strada si incontra ancora il caratteristico paesaggio calanchivo e, dai successivi tornanti, è possibile osservare con dettaglio ancora maggiore la parte più alta della successione.

DESCRIZIONE
A cura di Maurizio Ponton, Billy Figus e Furio Finocchiaro

L'affioramento si trova sul versante Sud del Monte Oberkofel ed è caratterizzato da spettacolari forme calanchive, create dall'attività erosiva del Rio Felempecle, che lo esaltano e da evidenti differenze cromatiche. Alla base dell'affioramento, presso la strada, si osserva la parte alta della Fm. a Bellerophon (Permiano sup.), riconducibile ad un ambiente marino di piattaforma carbonatica. Consiste in calcari scuri frequentemente bioclastici con foraminiferi, gasteropodi (tra cui il raro Bellerophon), lamellibranchi e alghe, in strati decimetrici solcati da tipiche vene di calcite bianca, talora intercalati a sottili livelli marnosi.

La Fm. a Bellerophon passa verso l'alto a quella di Werfen (Triassico inf.), un'unità stratigrafica piuttosto diffusa nella Carnia, dove raggiunge potenze prossime agli 800 m caratterizzando spesso i dolci rilievi adibiti, soprattutto in passato, all'alpeggio.

La Fm. di Werfen è riconducibile ad un ambiente di piattaforma mista, caratterizzato da frequenti oscillazioni batimetriche del livello del mare, in condizioni mediamente poco profonde, aperto o riparato, ed interessato da mutevoli apporti continentali talora molto consistenti.

Qui in particolare, dal basso verso l'alto, è possibile distinguere:
- pochi centimetri di calcari micritici neri con bioclasti rivestiti;
- il Membro di Mazzin, costituito da calcari marnosi grigio scuri molto simili a quelli del Permiano sup.;
- calcari dolomitici marnosi sottilmente stratificati e marne giallo ocracee o rossastre, queste ultime appartenenti all'Orizzonte di Andraz. Le litologie esprimono condizioni ambientali evaporitiche;
- calcari siltosi grigi e nocciola, laminati, con lamellibranchi (tipica la *Claraia clarai*) ed intercalati orizzonti rossastri del Membro di Siusi. Questi litotipi indicano un incremento degli apporti terrigeni;

Il contatto tra la Fm. a Bellerophon e la Fm. di Werfen lungo la strada tra Sauris e Casera Razzo, messo in risalto dall'attività erosiva del torrente.

Particolare del passaggio tra le peliti rossastre del Mb. di Campil e i calcari gialli fittamente stratificati del Mb. di Val Badia.

- calcari micritici grigi e rossastri in banchi ricchi di piccoli lamellibranchi e gasteropodi, riconducibili al Membro dell'Oolite a gasteropodi;
- arenarie e peliti rosse del Membro di Campil, che denuncia, spesso con tipici ripple-marks (increspature del fondo dovute a correnti o al moto ondoso), notevoli apporti terrigeni avvenuti in ambiente di mare basso;
- calcari micritici e calcari marnosi con alla base calcari giallastri (Membro di Val Badia), che in questo sito costituiscono la parte alta della formazione, in quanto manca il Membro di Cencenighe.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., 2006; Ponton M. & Carulli G.B., 2002.

Le variazioni litostratigrafiche nella porzione superiore della Fm. di Werfen sono rese maggiormente evidenti dalla diversa colorazione dei litotipi.

Doline di suffusione presso Sauris

• **Sauris di Sopra,** Sauris Udine.
Sul bordo e sui fianchi meridionali dell'altopiano sovrastante il Lago di Sauris, si aprono numerose piccole e regolari doline in siltiti ed arenarie quarzoso feldispatiche werfeniane. Il fenomeno, noto come "suffusione", è favorito dalla dissoluzione nelle sottostanti evaporiti permiane
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia.
• **Accessibilità:** è accessibile a piedi da Sauris di Sopra lungo una ripida carrareccia chiusa al traffico (segnavia CAI n. 204/3C).

DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi, Billy Figus e Furio Finocchiaro

Le doline di suffusione sono depressioni doliniformi in rocce non carsificabili. Si tratta di sprofondamenti, in genere dal perimetro perfettamente circolare, dovuti a collassi talora improvvisi, solitamente graduali, per adattamento del substrato a vuoti che si generano in rocce solubili sottostanti.

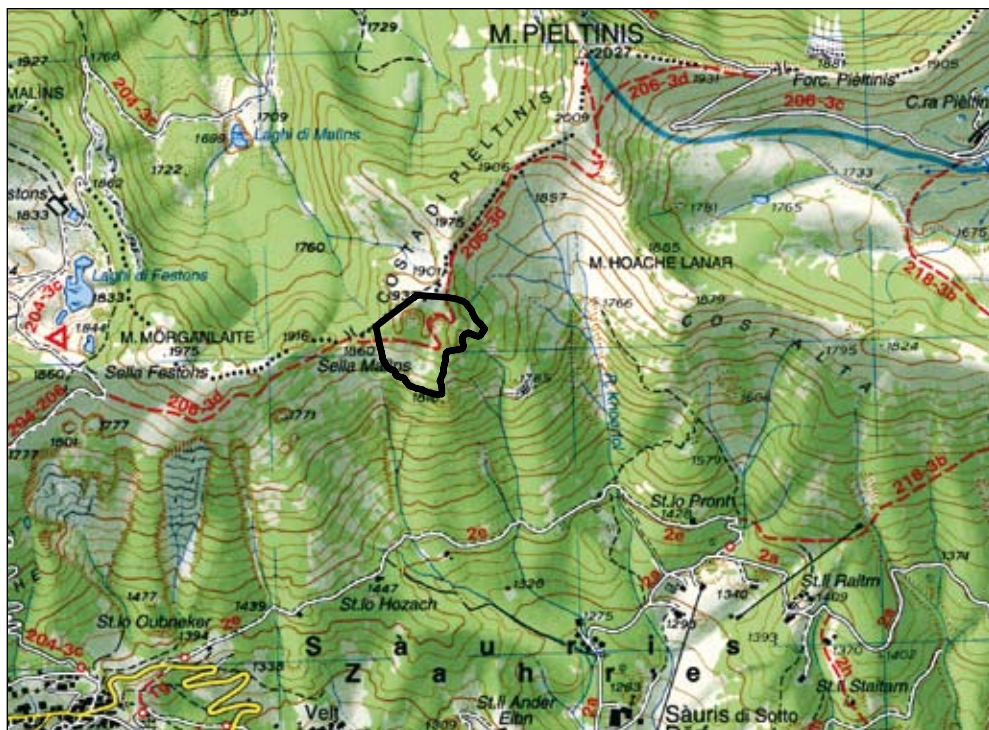
I rilievi che si elevano a Nord di Sauris (località turistica nota per i suoi prosciuttifici) sono costituiti, nella parte sommitale, da litologie coerenti, permeabili e non solubili: si tratta di arenarie e siltiti quarzose-micacee appartenenti alla Fm. di Werfen (Triassico). Queste rocce poggiano a loro volta su litologie meno coerenti, solubili, nel caso specifico su dolomie cariate e gessi della Fm. a Bellerophon (Permiano).

Nel tempo si verifica la dissoluzione delle rocce evaporitiche permiane e il cedimento progressivo, più o meno marcato, delle rocce triassiche soprastanti, non solubili ma plastiche "in grande".

Il risultato finale è la genesi di forme depresse note come doline di suffusione (*sinkhole* o, ancora meglio, *soffusion dolines* in inglese).

Sui prati erbosi che si incontrano sulla destra, risalendo il sentiero CAI n. 204 che da Sauris di Sopra porta a Sella Festons (1860 m slm), a quota 1800 m, si possono ammirare due splendidi esempi di doline di suffusione. Se la più piccola può sembrare un modesto e comune assestamento localizzato del terreno, la maestosa e profonda dolina vicina non lascia adito a dubbi: entrambe sono l'espressione dello stesso processo genetico a due stadi diversi.

La dolina maggiore ha dimensioni di circa 70 m in larghezza e 20 m in profondità, ha la classica forma ad imbuto con i fianchi acclivi e detrito ad elementi grossolani sul fondo.

La più piccola, approssimativamente larga 3 m e profonda 1-1.5 m, è praticamente un inghiottitoio (quello che gli inglesi definiscono *sinkhole*) con i fianchi notevolmente inclinati, parzialmen-

Veduta aerea delle doline di suffusione a Nord di Sauris: sono originate dalla dissoluzione dei livelli di gessi e dolomie cariate del Permiano, sottostanti alle rocce affioranti della Fm di Werfen.

Panoramica dell'area presso Sella Festons: sullo sfondo la dorsale tra i monti Tinisa e Bivera.

Piccola dolina di suffusione sui versanti ad Est di Sella Feston, con detrito grossolano accumulato al fondo. Sullo sfondo la conca di Sauris.

te privi di copertura vegetale e coperti da detrito grossolano.

Sul posto, visto anche il morbido paesaggio post-glaciale circostante, si percepisce netta la sensazione di un avvenuto sprofondamento-assestamento del substrato.

Nei dintorni vi sono numerose altre doline simili a conferma della particolare evoluzione di questo tratto di versante. In particolare altre doline di suffusione si aprono più ad Est di Sella Feston, nella parte alta del versante e sulla sommità, concentrate ed allineate lungo la linea di cresta.

Dai verdi prati che si innalzano presso la zona dolinare, si gode di un favoloso panorama: verso Sud si eleva l'imponente Gruppo del Monte Bivera-Clapsavon (v. geosito Successione triassica del Monte Bivera), la cui roccia viva richiama il paesaggio dolomitico; verso Sud-Est, si riconosce il verde avvallamento del Passo Pura (1428 m), che collega la località di Ampezzo con la valle di Sauris.

Procedendo lungo la carrareccia 204 si raggiunge la Casera Festons, presso la quale si incontrano alcuni pittoreschi laghetti, poco più a Nord dei quali la vista spazia sulle cime dolomitiche della Val Pesarina.

Bibliografia essenziale: Castiglioni G.B., 1961; Cucchi F., Piano C. & Oberti S., 2002.

Successione triassica del Monte Bivera

• **Casera Giaveada,** Forni di Sotto e Sauris, Udine.
Sulle pareti orientali del Monte Bivera, e sui rilievi vicini, è molto ben esposta la successione triassica (dallo Scitico all'Anisico-Ladinico) che caratterizza la Carnia occidentale, qui pressoché continua per un lungo tratto compreso fra due rami della linea tettonica di Sauris.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** L'assetto generale del geosito si può apprezzare da lontano. Ottimi punti panoramici si trovano all'uscita occidentale di Sauris di Sopra nonché lungo la dorsale Monte Festòns-Monte Oberkofel, raggiungibile percorrendo prima la carrareccia CAI n. 204 e poi il sentiero CAI n. 206. La successione triassica è ben esposta, nella sua completezza, solo sulle ripide e instabili pareti orientali del Monte Bivera. Un sicuro e buon punto di osservazione è Casera Giaveada, a cui si giunge da Sauris di Sopra attraverso la carrareccia CAI n. 209 e, successivamente, CAI n. 234 che salendo passa a sentiero.

DESCRIZIONE
A cura di Giovanni Battista Carulli, Billy Figus e Maurizio Ponton

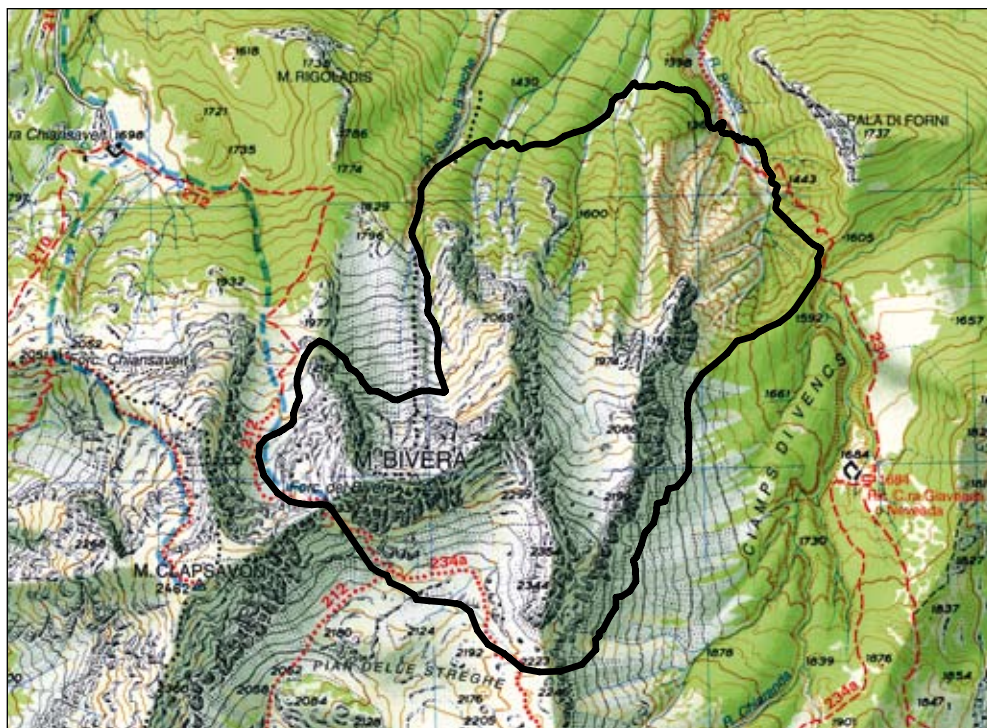
Appena oltre il centro di Sauris di Sopra, si apre il panorama sul gruppo del Monte Bivera (2474 m).

I morbidi rilievi prativi più orientali, presso Brutto Passo, corrispondono alla formazione scitica del Werfen; seguono, in continuità stratigrafica, sotto la cresta rettilinea del Monte Zauf, le degradabili dolomie marnose e vacuolari del Membro di Lusnizza, responsabili degli estesi detriti al loro piede, e le dolomie stratificate del Serla inferiore (Membro dell'Arvenis) che si estendono fino alla base delle più ripide pareti (Anisico inf.). Queste, come la sommità della cresta del Monte Zauf, rappresentano il corpo massiccio della prima piattaforma carbonatica triassica: la Dolomia del Serla (o Dolomia del Popera).

La rossastra cengia sovrastante, caratterizzata da calcari marnosi policromi nodulari, per buona parte coperti da coni detritici, rappresenta alla base la Fm. di Dont e, sovrastante, lo stratotipo della Fm. di Monte Bivera (Anisico sup.), qui presente con gli spessori più potenti (oltre 20 m) e con le sue caratteristiche sedimentologiche più spettacolari.

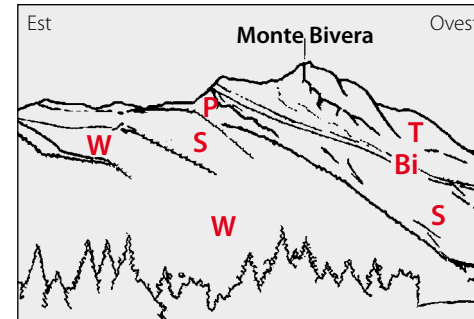
La Fm. di Monte Bivera è stata qui studiata ed istituita da Giulio Pisa che in questa montagna morì il 15 settembre 1976, assieme a Riccardo Assereto e al suo giovane figlio, colpiti da una frana staccatasi a seguito di una violenta scossa sismica.

Nella parte alta di quest'unità, imballati tra i suoi litotipi rossastri, sono ancora visibili blocchi chiari di Dolomia del Serla. Si tratta di megabrecce che testimoniano franamenti sottomarini avvenuti lungo la scarpata continentale, conseguenti all'attività tettonica distensiva tardo anisica. Quest'ultima portò all'annegamento della piattaforma del Popera e alla successiva deposizione dei sedimenti bacinali, quindi più profondi, delle Formazioni calcaree del Dont e del Bivera stesso.

Al di sopra della cengia rossastra, si incontra la seconda piattaforma carbonatica, ladinica, dei

Monte Bivera, versante orientale: i livelli rossastri della Fm. del Bivera dell'Anisico sup., e il passaggio ai sovrastanti calcari dolomitici della Fm. del Tiarfin.

L'area ad occidente del Col San Giacomo (vista da Sud).

Centro vertebrale di un ittiosauro (Anisico, Pian delle Streghe).

Il Gruppo del Monte Bivera-Clapsavon visto da Sauris di Sopra. La successione geologica è quella illustrata nello schema riportato a fianco.

Schema geologico del Monte Bivera (da Società Geologica Italiana, 2002). W: Fm. di Werfen, S: Fm. del Serla, P: Dolomia del Popera, Bi: Fm. del Bivera, T: Calcari dolomitici del M. Tiarfin.

calcari dolomitici del Monte Tiarfin, il cui tetto è caratterizzato da un'estesa falda di detrito che, alimentata dal versante strutturale sottostante la cima del Monte Bivera, ne domina il versante settentrionale.

In continuità, sul versante occidentale affiorano lembi limitati della formazione ladinico superiore dei Calcari Rossi ad Ammoniti, nota anche come Calcari del Clapsavòn in quanto affioranti, più ad occidente, sull'omonima cima.

All'interno di questa unità è presente una ricca fauna fossile ad invertebrati (soprattutto ammonoidi), e più rari resti di vertebrati marini (in località Pian delle Streghe).

Segue, sulla cresta più morbida delle quote minori, la successione bacinale ladinico-carnica con rare intercalazioni effusive basiche. Essa, alla base orientale del prativo Col San Giacomo, è troncata da un ramo della linea tettonica di Sauris (spettacolare è il contatto tettonico alla Forcella della Croce di Tragonia) che determina la ripetizione della successione permo-triassica. I tondeggianti rilievi boscosi e prativi che si osservano attorno al primo punto di osservazione, rappresentano i potenti depositi morenici dell'alta conca di Sauris.

Bibliografia essenziale: Ponton M., Carulli G.B., Muscio G. & Podda F., 2002; Carulli G.B., 2000b; Castellarin A. & Pisa G., 1973; Pisa G., 1965; 1966; 1972; 1974; Pisa G. & Pandolfi M., 1975.

Formazioni a Bellerophon e di Werfen lungo il Torrente Bût

• **Torrente Bût,** Arta Terme e Zuglio, Udine
Estesa ed inaccessibile parete rocciosa che espone in modo esemplare il limite stratigrafico tra la Fm. a Bellerophon (Permiano) e la Fm. di Werfen (Triassico)
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** si consiglia di raggiungere il ponte sul Rio Randice (Strada Statale 52 bis), 2 km a monte di Arta Terme. Da lì la vista migliore si ha durante la parte centrale del mattino, quando il sole illumina in modo diretto l'intera parete affiorante, posta di fronte all'osservatore a distanza di poche centinaia di metri.

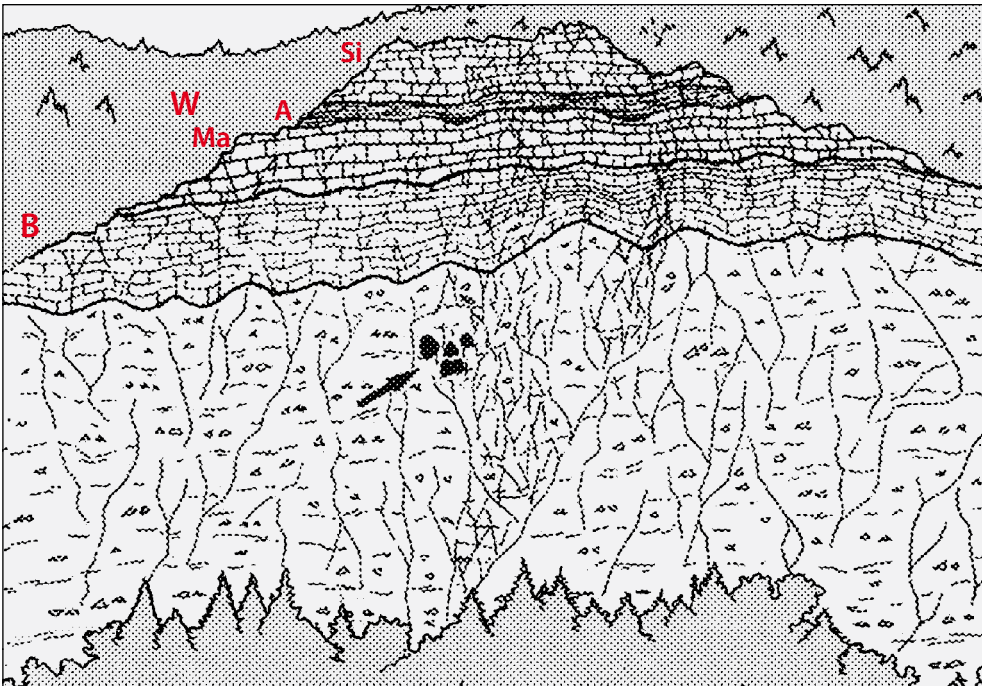
DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

Il sito si sviluppa in località Araseit, appena a valle della confluenza del Rio Randice nel Torrente Bût. (v. geosito Conoide di deiezione del Rio Randice). Fino a un migliaio di anni fa, o poco meno, il settore era ancora coperto da un fitto bosco spontaneo. Fu l'erosione del Torrente Bût, spinto verso l'esterno dagli apporti storici del Rio Randice, a generare un'erosione al piede del versante vallivo e il conseguente franamento della sua porzione più superficiale. Da allora le acque ruscellanti - attive sulle rocce particolarmente friabili e fratturate del versante - e l'erosione al piede hanno continuato a preservare l'esposizione del substrato roccioso, dando forma e consistenza al geosito.

La sua area si estende in larghezza dai 300 ai 600 m e, in altezza, per oltre 400 m. La particolare distribuzione delle rocce affioranti le fa apparire come pagine di libri sovrapposti uno sull'altro. Se a questo aggiungiamo che tra quegli strati è conservata la testimonianza della "madre di tutte le estinzioni" - coincidente col limite Paleozoico-Mesozoico - al cui confronto l'estinzione di massa di fine Cretacico diventa un evento secondario, e che la stessa successione registra, in modo "molto personale" gli effetti prodotti dalle poderose spinte crostali dell'orogenesi alpina, ebbene, abbiamo gli ingredienti per raccontare una storia non priva di un certo fascino. Il modo migliore per ascoltare tutto questo è sedersi proprio di fronte alla parete rocciosa del sito e, accompagnati dalle parole, viaggiare a ritroso nel tempo.

La successione rocciosa del sito di Araseit mostra due unità, sovrapposte nello spazio (una sull'altra) e nel tempo (una dopo l'altra). La prima è denominata Fm. a Bellerophon e prende il nome dal genere di gasteropodi che, in verità non troppo frequenti, si rinvengono nelle sue rocce calcaree. Gli strati sommitali della Formazione sono dei calcari ricchi in micro-fossili, deposti in una laguna. Si depositarono al termine del Permiano sup., fin quasi a raggiungere la fine del Paleozoico, fissata intorno a 250 milioni di anni fa. Li ricopre

Affioramento di Fm. a Bellerophon nella parte bassa e Fm. Werfen in quella superiore. In particolare si riconoscono il potente livello profondamente cariato e, verso la sommità, l'orizzonte giallastro evaporitico.

La "Roccia del teschio": nelle brecce permiane l'erosione selettiva ha creato spettacolari cariature e forme di erosione e concrezione, risultato dell'azione combinata di processi di degradazione, di dissoluzione e di rideposizione.

B: Fm. a Bellerophopn, W: Fm. di Werfen (Ma: Mb. di Mazzin, A: Or. di Andraz, Si: Mb. di Siusi); nella parte inferiore i depositi permiani, erosi e modellati, che hanno dato origine alla "Roccia del teschio", indicata dalla freccia (da Società Geologica Italiana, 2002).

la Fm. di Werfen il cui primo orizzonte, ancora calcareo ma questa volta sedimentato in una piana di marea, è altrettanto ricco in micro-fossili. Complessivamente questo primo orizzonte è sottilissimo: in Carnia non supera il mezzo metro di spessore e rappresenta gli ultimi depositi databili al Paleozoico.

Poi, sopra di loro, ancora calcari (sempre della Fm. di Werfen) ma con una interessante particolarità: per alcuni metri di spessore sono calcari privi di ogni resto fossile. Come si dice in gergo, sono depositi "completamente sterili". E non solo in Carnia.

Ovunque nel mondo ci siano sedimenti di quella stessa età, essi risultano praticamente azoici, ossia quasi privi di resti fossili! La vera causa di questa enorme e improvvisa estinzione di massa, che fu in grado di cancellare il 98% delle specie di organismi allora esistenti sulla Terra, è ancora in parte dibattuta.

Fu tanto importante, e soprattutto globale, che gli studiosi delle rocce e del tempo geologico hanno pensato bene di farvi corrispondere il limite fra due ere, Paleozoico e Mesozoico, ovvero quello tra i rispettivi periodi, Permiano e Triassico.

Ecco che allora, osservando la parete rocciosa del sito (o le relative immagini) si è tutti in grado di riconoscere il passaggio tra le due ere geologiche. In pratica basta individuare il limite tra la Fm. a Bellerophon e la soprastante Fm. di Werfen. È facile vederlo, anche da lontano, essendo gli ultimi pacchi di strati della Fm. a Bellerophon rappresentati da calcari neri (debolmente bituminosi, fetidi se li percuotete), mentre i successivi calcari della Fm. di Werfen, anch'essi ben stratificati, sono grigi, con tonalità mai scure.

Dopo l'ecatombe biologica del "limite Permo-Trias" la vita rifiorì, prima lentamente, poi con un'accelerazione progressiva che… salvò il pianeta dalla sterilità. Fu una sorta di nuovo *big bang*, ma questa volta della vita. I successivi calcari della Fm. di Werfen, prima timidamente poi in modo massiccio, si riempirono di micro- e macro-fossili, a testimonianza dello scampato pericolo.

L'attenzione di chi osserva la parete del sito è richiamata da un livello giallastro (12 m) visibile alle quote più alte. Fa parte della Fm. di Werfen e interrompe momentaneamente lo sviluppo dei calcari grigi.

È il segnale che l'ambiente di mare aperto, mai profondo, nel quale si accumulavano i sottili strati calcarei grigi, per breve tempo - da poche decine di migliaia a un centinaio di migliaia d'anni, come ordine di grandezza - si era trasformato in una laguna bassa caratterizzata da evaporazioni e frequenti emersioni. I corrispondenti depositi, calcari giallastri con sottili intercalazioni fangose rosse, hanno acquisito quei colori vivaci per fenomeni di ossidazione precoce.

Un'ultima osservazione. La metà inferiore del sito (rocce della Fm. a Bellerophon) mostra un particolare tipo di erosione, assente in quella superiore. Sono le cosiddette cariature, la più evidente delle quali ha prodotto la caratteristica "roccia del teschio". La ragione di tali processi erosivi risiede proprio nel tipo di rocce che le subisce. Si tratta di dolomie e calcari sottilmente stratificati che, intorno a 20-10 milioni di anni fa, sono stati frantumati dalle compressioni alpine e trasformati in breccia (chiamata appunto "breccia tettonica"), cementata ma molto friabile.

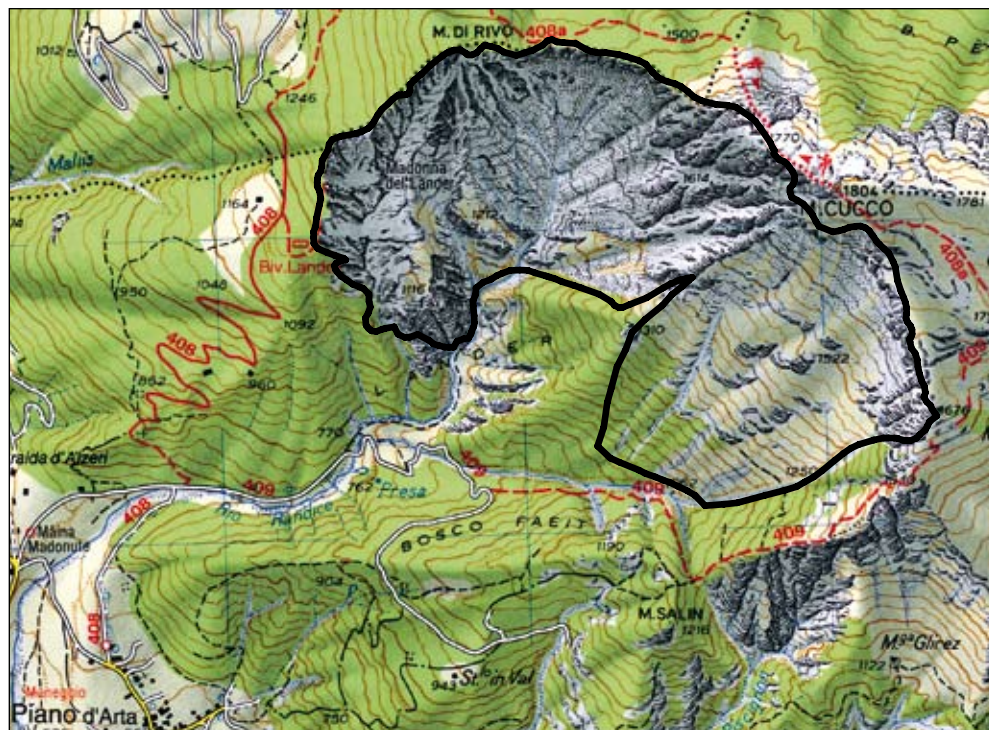
C'è da chiedersi come mai proprio le rocce della Fm. a Bellerophon hanno subìto la "brecciazione tettonica", che ha interessato non solo quelle presenti in questo sito ma quelle di tutto l'areale carnico. La ragione va cercata in profondità. In tutta la Carnia, sotto a questi strati (un tempo compatti e regolari) esiste ancora oggi uno spessore di gessi (>60 m) che le compressioni alpine hanno deformato con grande facilità (grazie al loro "comportamento plastico"). Gli strati dolomitici e calcarei che li ricoprivano, molto più rigidi dei gessi, ne hanno fatto le spese frantumandosi e trasformandosi in brecce.

Questo è stato possibile perché durante i movimenti crostali (orogenesi alpina) si sono, per così dire, "scollati" dai sottostanti gessi che, grazie al loro comportamento plastico, traslavano con incredibile facilità.

Non a caso le brecce tettoniche, molto diffuse nella Fm. a Bellerophon dell'area carnica, di norma si concentrano in prossimità del contatto con i sottostanti gessi e via via diminuiscono, fino a scomparire del tutto, allontanandosi da essi.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., 2006; Carulli G.B., Frizzo P., Longo Salvador G., Semenza E., Bianchin G., Mantovani F. & Mezzacasa G., 1987; Farabegoli E., Perri M.C. & Posenato R., 2007; Venturini C., 2002; 2003.

Nicchie di paleo-frana dei Monti di Rivo e Cucco

• **Piano d'Arta,** Arta Terme, Udine.
La testata del ridotto bacino idrografico del Rio Randice (3 km^2) coincide con una duplice nicchia di antica frana (paleo-frana) prodotta circa 10.000 anni fa (Olocene inf.). Una si presenta per così dire "cicatrizzata" (Monte Cucco), mentre l'altra (Monte di Rivo) è sede di un'intensa erosione che prosegue almeno da 5.000 anni. L'erosione e il ruscellamento superficiale attivi in quest'ultima hanno generato all'interno della nicchia delle particolari morfologie erosive, rappresentate da torrioni e pinnacoli in roccia (*Cjampanii dal Lander*) che aggiungono al sito un'ulteriore peculiarità morfologica.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia.
• **Accessibilità:** risalendo la Valle del Bût, appena superata Tolmezzo, già si rende visibile la doppia nicchia di paleo-frana dei Monti di Rivo e Cucco. Salendo a San Pietro, sopra Zuglio, dal piccolo cimitero che circonda la chiesa del XII Sec., la vista sulla doppia nicchia di frana si fa spettacolare.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini, Katiuscia Discenza e Daniele Garuti

Quella del Monte di Rivo è una conca di paleo- frana di facile lettura per l'evidente modifica subita dal crinale franato. Meno immediata è invece l'individuazione della adiacente nicchia del Monte Cucco. La separa dalla precedente un esile diedro di roccia che alle quote inferiori si copre di vegetazione. La particolarità di questa seconda nicchia è avere conservato la morfologia originaria acquisita al momento del cedimento gravitativo, circa 10.000 anni fa, all'inizio dell'Olocene.

La nicchia del Monte di Rivo, contrariamente a quella del Monte Cucco (a Est), è stata ed è tuttora sede di erosione torrentizia e di intensi ruscellamenti che hanno profondamente modificato l'antica superficie di frana.

Guardando la nicchia del Monte Cucco s'intuisce l'originario aspetto che quella del Monte di Rivo doveva avere prima di subire l'intensa erosione recente.

Un caratteristico effetto del ruscellamento e dell'erosione, attivi da almeno 5000 anni sul fondo della nicchia di frana del Monte di Rivo, è stato la formazione di torrioni e pinnacoli rocciosi modellati nel substrato di età triassica media. I pinnacoli, alti fino a una decina di metri, sono conosciuti col termine *Cjampanii dal Lander* (campanili dell'antro) e complessivamente formano un insieme di balze frastagliate, dette *Lis Vinadiis*, che le leggende del luogo descrivono infestate da anime dannate.

Sono morfologie sviluppatesi grazie all'alternanza di livelli calcareo-dolomitici e calcareo-marnosi a differente erodibilità; si mantengono stabili grazie all'assetto pressoché orizzontale della stratificazione.

La quantità di materiale franato dalle due nicchie (si presume contemporaneamente) è stimato in 50 milioni di metri cubi. Si riversò nel fondovalle - circa 10.000 anni fa - bloccando i deflussi del Torrente Bût e generando un lago ampio 6 km^2 e profondo poco più di un centinaio di metri.

La conca di frana del Monte di Rivo con l'evidente modifica subita dal crinale franato, separata da quella del Monte Cucco da un esile diedro di roccia che alle quote inferiori si copre di vegetazione.

La ricostruzione vettoriale (DEM) evidenzia l'estensione del paleo-lago.

Un'infinitesima porzione (mezzo metro) del complessivo centinaio di metri di limi lacustri che riempirono le porzioni distali (le zone più lontane dagli immissari) del paleo-lago di Sutrio. Affioramento messo in luce durante gli scavi per la costruzione della centralina idroelettrica SECAB effettuati alcuni anni or sono appena a monte del ponte di Noiariis, lungo la sponda destra del Torrente Bût.

Ricostruzione virtuale del paleo-lago di Sutrio. Vista da Sud-Ovest. Il paese che si scorge sullo sfondo è l'abitato di Paluzza.

La zona denominata Las Vinadis, caratteristica per i suoi pinnacoli di roccia (Cjampanii dal Lander) che si ergono all'interno della nicchia di paleo-frana del Monte di Rivo. Sono morfologie, alte molte decine di metri, propiziate dall'attività delle acque ruscellanti.

Sulla base delle datazioni al ^{14}C il lago sopravvisse per circa 5000 anni riempiendosi di limi e sabbie portati dagli immissari. Infine l'ostacolo della frana fu scalzato dalle acque e il lago (o quanto restava di esso dopo il riempimento) scomparve.

Il Torrente Bût allora riprese a scorrere lungo la vallata, incidendo profondamente i depositi deltizio-lacustri (terrazzamento fluviale) e riportando il profilo del proprio corso ai livelli precedenti alla creazione del lago.

Lo sfondamento del corpo di frana, avvenuto circa 5000 anni or sono, diede vigore erosivo anche al Rio Randìce, le cui sorgenti si attestano nella nicchia di frana del Monte di Rivo. Si generò così un'intensa erosione nella conca franosa e i prodotti erosi furono convogliati nel fondovalle a ricoprire quanto ancora restava dell'accumulo di frana con un perfetto ventaglio di detriti torrentizi (v. geosito Conoide di deiezione del Rio Randice).

Negli ultimi 10.000 anni (Olocene) l'instabile e franoso bacino idrografico del Rio Randìce, seppure infinitesimo rispetto al più vasto bacino del Torrente Bût del quale fa parte, ha dunque svolto un ruolo da protagonista, condizionando e guidando la particolare evoluzione del segmento mediano della Valle del Bût.

Bibliografia essenziale: Discenza K. & Venturini C., 2003; Martinis B., 1979b; Venturini C., Discenza K. & Garuti D., 2004; Venturini C., Pondrelli M., Fontana C., Delzotto S. & Discenza K., 2002; Venturini C. 2002b; 2003a; 2003b; 2008; 2009.

Conoide di deiezione del Rio Randice

• **Piano d'Arta,** Sutrio e Arta Terme, Udine.
Prerogativa del Rio Randìce, affluente sinistro del Torrente Bût, all'altezza di Arta, è quella di aver prodotto un conoide di deiezione caratterizzato da un'evoluzione dinamica altamente didattica, di chiara lettura e di appassionante significato.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia.
• **Accessibilità:** è facilmente raggiungibile in quanto la parte bassa e intermedia del conoide è attraversata sia dalla Strada Statale 52 bis Carnica sia dalla viabilità comunale e interpoderale.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

Quella del Monte di Rivo è una conca di paleo-frana generata attraverso un colossale cedimento del versante roccioso verificatosi circa 10.000 anni or sono. Intorno ai 5.000 anni fa il Rio Randìce acquistò potenza dando origine a una marcata erosione della propria zona di testata: la nicchia di paleo-frana del Monte di Rivo (v. geosito Nicchie di paleo-frana dei Monti di Rivo e Cucco).

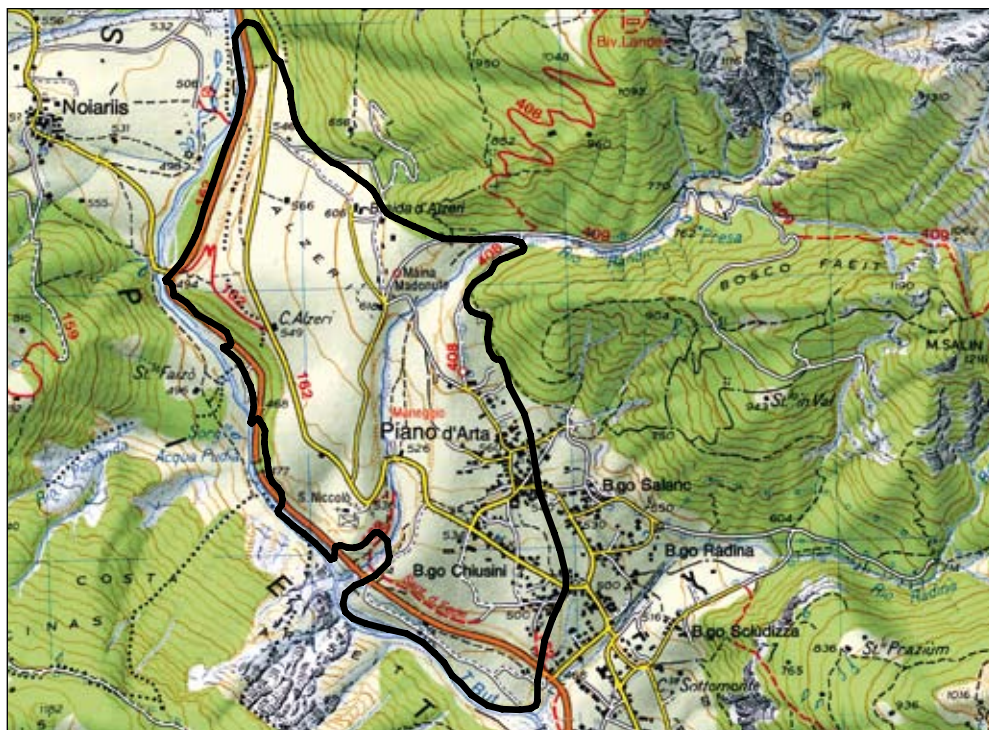
I frammenti erosi furono convogliati verso la confluenza con il Torrente Bût e lì accumulati a formare il conoide di deiezione del Rio Randice, detto anche degli Alzeri.

L'ampio ventaglio di detriti (il suo raggio supera il chilometro e mezzo) si appoggiò, nel fondovalle, a quel poco che ancora restava dell'ammasso di paleo-frana dei Monti Cucco e di Rivo, rivestendolo e seppellendolo in profondità. È per questa ragione che, in apparenza, il volume del conoide appare ben maggiore di quello delle rocce asportate per erosione dalla nicchia di frana.

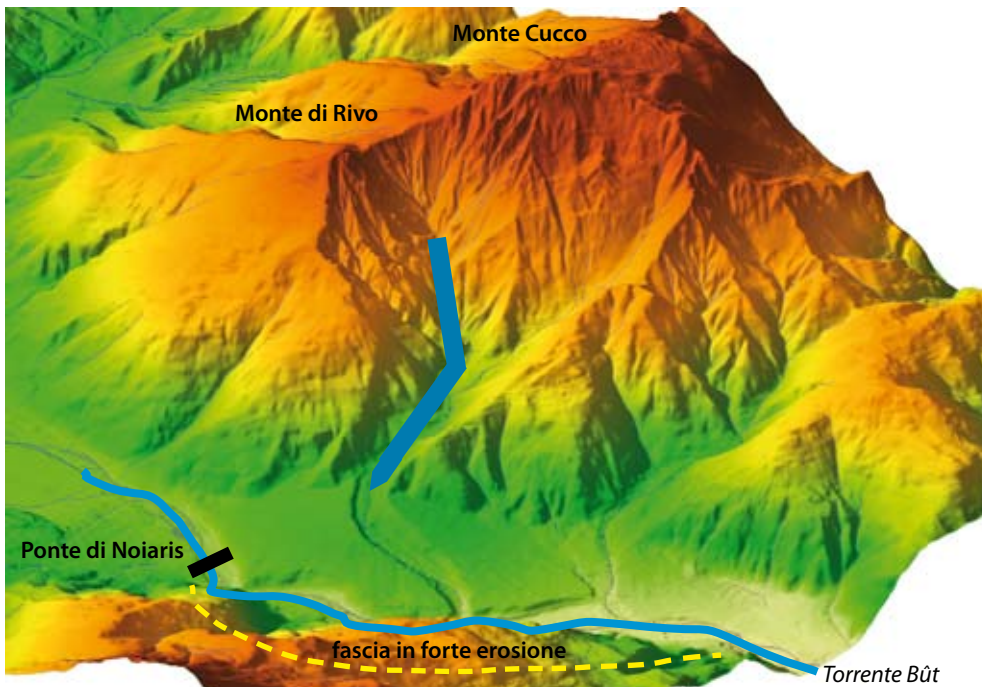
Datazioni al ^{14}C lo decretano ancora attivo nei primi secoli d.C. tanto da generare, a monte della stretta di Noiariis, generalizzati impaludamenti capaci di produrre livelli di torba limosa messi in luce dai recenti scavi per la costruzione della centrale idroelettrica SECAB.

L'effetto più sensibile indotto dall'ampliarsi del conoide di deiezione è stato, nel tratto tra Noiariis e Piano d'Arta, il progressivo spostamento del Torrente Bût verso l'esterno. Ne sono la diretta conseguenza le erosioni del Torrente Bût, tuttora attive in corrispondenza del ponte di Noiariis e, più a valle, in località Araseit (v. geosito Formazioni a Bellerophon e di Werfen lungo il Torrente Bût).

Hanno intaccato il ripido versante destro della valle, privandolo delle coperture boschive e arbustive e mettendo a giorno la successione rocciosa stratificata di età permiana sup. e triassica inf.

Osservando il Rio Randìce nel tratto che attraversa il proprio conoide si nota un'altra interes-

Vista dalla Pieve di San Pietro (XII secolo): è evidente il conoide di deiezione del Rio Randice sul quale è sorto Piano d'Arta. Il conoide non è più attivo e lo si deduce tanto dalla diffusa copertura vegetale quanto dalla profonda incisione operata dal rio.

Cuccoceras, *ammonoide relativamente comune nei blocchi di calcari anisici presenti nell'alveo del Rio Randice.*

L'incisione del Rio Randice, con i copiosi detriti che, ad ogni piena, vengono mobilizzati verso il Torrente Bût.

La figura mette in evidenza gli effetti conseguenti all'ampliamento ed espansione del conoide di deiezione del Rio Randice. Il Torrente Bût è stato costretto ad incurvarsi verso l'esterno, erodendo il versante destro della valle.

sante particolarità. Oggi il rio scorre incassato tra sponde alte 40 m.

È il segnale che il corso ha ormai cessato la fase di deposizione ed è entrato in una fase erosiva, cannibalizzando le proprie alluvioni e approfondendosi in esse.

L'ha fatto in epoca storica, dando inizio a una fase di incisione. Con ogni probabilità la fase erosiva è iniziata nell'alto Medioevo e perdura tuttora, seppure rallentata da una serie di briglie realizzate nei decenni recenti a supporto di più antiche opere ormai insufficienti a limitare la propensione erosiva (durante le perduranti magre) e al trasporto solido (durante le piene stagionali).

Vista l'ampiezza della parte alta del bacino del Rio, costituita da depositi del Triassico medio-inf., i blocchi presenti in alveo, che le piene "rinnovano" continuamente, sono rappresentatativi non solo della litologia, ma anche del contenuto paleontologico dell'area.

Frequenti, ad esempio, sono i blocchi di calcari anisici che conservano, a volte evidenti anche in superficie, esemplari di ammonoidi per la maggior parte del genere *Cuccoceras* (che deve il suo nome al Monte Cucco). Nelle lastre di arenarie rosse dello Scitico (Fm. di Werfen) si possono, seppur raramente, rinvenire impronte di stelleroidi.

È interessante osservare lo sviluppo in pianta del Conoide degli Alzeri, costruito e poi cannibalizzato dal Rio Randìce.

Appare evidente l'erosione operata dal Rio e, altrettanto intensa, quella sviluppata dal Torrente Bût sulla fascia esterna del conoide, dalle Terme di Arta alla trattoria "Alle Trote", appena a monte del Ponte di Noiariis. L'intensità dell'erosione del Torrente Bût è stata pari a quella del Rio Randìce.

Anche in questo caso alcune decine di metri di alluvioni (e substrato roccioso) sono stati incisi ed asportati.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., Frizzo P., Longo Salvador G., Semenza E., Bianchini G., mantovani F. & Mezzacasa G., 1987, Vai G.B., Venturini C., Carulli G.B. & Zanferrari A. (a cura di), 2002; Venturini C., 1991a; 2003a; 2003b; 2008; Venturini C., Pondrelli M., Fontana C., Delzotto S. & Discenza K., 2001; Venturini C., Discenza K. & Garuti D., 2004; Venturini C., Spalletta C., Vai G.B., Pondrelli M., Fontana C., Delzotto S., Longo Salvador G. & Carulli G.B., con la coll. di Garuti D., Ciavatta D., Ponton M. & Podda F. (in stampa).

Formazione di Lusnizza lungo il Canal d'Incarojo

• **Piedim, Canale d'Incarojo,** Arta Terme, Udine
Il geosito è interessante per la presenza lungo la vallata di diversi affioramenti significativi di dolomie cariate della Fm. di Lusnizza. Il processo erosivo in presenza di strati verticali produce singolari morfologie a ripide lame di roccia.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, geomorfologia.
• **Accessibilità:** gli affioramenti della formazione sono posti lungo la Val d'Incarojo a ridosso della strada che da Cedarchis conduce a Paularo, in prossimità dell'abitato di Piedim. Le aree di affioramento più significative sono presenti tra il Ponte di Lavoreit e Ponte di Ferro e in località Rincornut.

DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro

Le condizioni generalizzate di piattaforma carbonatica di mare basso dell'Anisico sono rappresentate da un mare sottile accompagnato da condizioni climatiche favorevoli all'evaporazione, il che portò alla deposizione di dolomie primarie vacuolari e di brecce dolomitiche intercalate a livelli di sottili marne (Membro o Fm. di Lusnizza, dall'abitato della Val Canale). L'unità è soggetta ad elevatissima degradazione tanto da caratterizzare numerose aree di dissesto, ma anche da determinare forme morfologiche particolarmente suggestive come le Torri del Lander (v. geosito Nicchie di paleofrana del Monte Cucco e di Rivo).

La potenza dei singoli strati è generalmente compresa tra i 10 e 30 cm, raramente raggiunge il metro. L'unità raggiunge uno spessore complessivo di circa 200 m; dal punto di vista fossilifero risulta sterile.

Nel sito l'erosione accelerata si manifesta particolarmente marcata. Mentre il modellamento morfologico nel geosito "Nicchie di paleofrana del Monte Cucco e di Rivo" si sviluppa in presenza di superfici di strato orizzontali, formando torrioni e pilastri con l'aspetto di "gigantesche statue logorate dal tempo", nella valle del Chiarsò (Canal d'Incarojo) il processo erosivo in presenza di strati verticali produce una morfologia a ripide lame di roccia (strati più resistenti) separate da profondi solchi in corrispondenza dei livelli maggiormente erodibili all'azione delle acque correnti.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., 2006; Carulli G.B., Frizzo P., Longo Salvador G., Semenza E., Bianchin G., Mantovani F. & Mezzacasa G., 1987; Martinis B., 1979b; Venturini C., 2006.

Forme di erosione selettiva nella Fm. di Lusnizza presso Ponte Lavoreit. Il processo erosivo produce una morfologia a lame di roccia separate da profondi solchi.

Cascata di Salino

• **Salino,** Paularo, Udine
Spettacolare cascata perenne che, coinvolgendo l'osservatore col suo salto di quasi 30 m, incuriosisce per la successione stratificata varicolore che attraversa e per i depositi travertinosi che ha prodotto lungo il tragitto di caduta della massa d'acqua. Visitata anche dal Carducci durante il suo soggiorno ad Arta, agli inizi del secolo scorso, costituisce da sempre un richiamo per turisti e appassionati di natura.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** idrogeologia, geologia stratigrafica, geomorfologia
• **Accessibilità:** si trova in corrispondenza di una curva della vecchia strada della Val d'Incarojo che conduceva a Paularo e che ancor oggi collega alcune frazioni montane dai nomi evocativi: Rivalpo, Chiaulis, Trelli, Lambrugno, Salino. Tra queste ultime due località compare all'improvviso la Cascata di Salino, straordinaria nella sua eleganza.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

Per chi si avvicina a piedi al ponte che ne attraversa le acque, il salto è preceduto da un rumore che non è rombo né fragore. Una perenne sorta di fruscio liquido che avvince e incuriosisce e che si fonde mirabilmente a quell'eleganza che ne accompagna il movimento. Un movimento di caduta libera tanto regolare da farla sembrare in certi tratti quasi immobile. Parte dell'acqua nebulizza nella caduta. È questa la ragione del rivestimento (qualche decimetro) di calcare travertinoso, incrostante, che nel tempo si è formato tra la parete in roccia e l'acqua della cascata. Il processo di nebulizzazione aumenta esponenzialmente la superficie di contatto tra acqua e aria. In questo modo si incrementa la liberazione della anidride carbonica disciolta nell'acqua. Il calo della pressione di anidride carbonica abbassa il potere di solubilità dell'acqua nei confronti del calcare disciolto in essa che è costretto a precipitare, formando le croste di travertino. E mentre rapidamente dalla cascata precipita l'acqua, sotto quell'acqua precipita il calcare.

Il fascino della Cascata di Salino non sarebbe completo senza lo scenario di rocce che avvolge la massa liquida in caduta libera. Sono strati varicolori formati da peliti rosse, calcari giallastri e grigi, calcari marnosi (Membro di Cencenighe, ultima sotto-unità della Fm. di Werfen, Triassico inf.), depositatasi in un mare poco profondo bordato in lontananza da una costa bassa e uniforme.

A quasi 250 milioni di anni dalla loro deposizione e consolidamento, a più di 10 milioni dal sollevamento e debole inclinazione, a poco meno di 20.000 anni dall'emersione dalla coltre glaciale che rivestiva le intere Alpi Carniche, la successione triassica di Salino è diventata lo scenario ideale per propiziare e accogliere una protagonista d'eccezione in ambito idrografico: la Cascata di Salino. Un salto d'acqua che affascina e non si scorda facilmente.

Bibliografia essenziale: Discenza K. & Venturini C., 2003; Venturini C., Pondrelli M., Fontana C., Delzotto S. & Discenza K., 2002.

La Cascata di Salino ha una portata pressoché costante, che la rende visibile in ogni stagione.

Incrostazioni di travertino che rivestono la superficie rocciosa sotto la cascata e si accumulano anche alla sua base.

Vista ravvicinata degli strati calcarei e pelitici varicolori (Mb. di Cencenighe) nei quali è modellato il salto di questa cascata.

Delta-conoide di Dierico

• **Dierico,** Paularo, Udine
Il Canale d'Incarojo, a Nord di Tolmezzo, è una valle modellata dalla forza dei ghiacci e cesellata da quella delle acque. Acque che, durante gli ultimi 18.000 anni, hanno sviluppato erosioni ma anche, a tratti, accumulato depositi per poi, come spesso avviene, inciderli e rimobilizzarli, non senza lasciare profondi segni sul territorio. Tali segni di accumulo e di erosione prodotti dalle acque post-glaciali sono particolarmente evidenti a Dierico, nell'alto Canale d'Incarojo. Osservando con attenzione le forme del territorio su cui sorge il paese si ricava una storia geologica inaspettata.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, sedimentologia.
• **Accessibilità:** dai ripiani di Dioor si coglie una panoramica sui resti del delta-conoide sul quale si è sviluppato Dierico. La viabilità locale ne consente la risalita e il rapido attraversamento.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini e Katiuscia Discenza

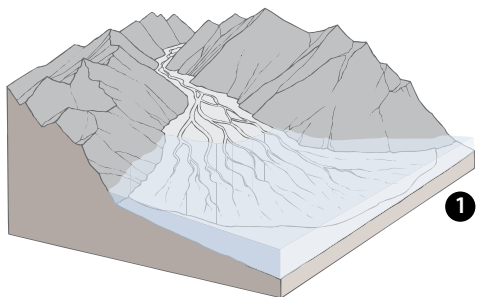
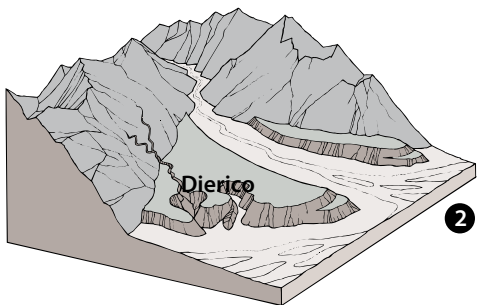
Risalire la valle percorsa dal Torrente Chiarsò e fermarsi di fronte a Dierico, pochi chilometri prima di raggiungere Paularo, è come risalire il tempo fermandosi intorno a 5-10.000 anni fa. All'altezza del ponte che attraversa il Torrente Chiarsò e porta verso la borgata Dioor, si scorge il paese di Dierico. È situato sulla sponda sinistra del fiume, alla confluenza con il Rio Mueia. È sopraelevato di una quarantina di metri sul fondovalle.

Ripide scarpate erosive separano l'abitato dal greto dei due corsi fluviali. Osservando meglio si nota che tutti gli edifici del paese sono distribuiti su un piano che inclina regolarmente verso Ovest. È una superficie che immerge verso il fondovalle del Torrente Chiarsò e che due scarpate erosive fluviali interrompono bruscamente.

Se la causa della prima va cercata nelle erosioni del Torrente Chiarsò, il motivo della seconda è da attribuirsi alle erosioni prodotte dal Rio Mueia. Le due incisioni torrentizie si sono formate contemporaneamente e sono entrambe il risultato di una propensione all'erosione sviluppata dal reticolo idrografico locale.

Il sito, osservato dal ponte sul Torrente Chiarsò, presenta dunque due tipi molto diversi di evidenze morfologiche: a) una superficie inclinata di circa 10° che delimita un accumulo originariamente a forma di ventaglio (conoide); su di essa si distribuiscono gli edifici che formano Dierico; b) una serie di scarpate formate dall'approfondimento erosivo del Torrente Chiarsò e del Rio Mueia che, incidendo e asportando gran parte del materiale che formava il conoide, lo hanno profondamente modificato, pur senza renderlo irriconoscibile.

I depositi e le successive erosioni sono riferibili al ?tardo - post-glaciale, dato che altrimenti i transiti glaciali ne avrebbero irrimediabilmente cancellato le forme. Osservando infine i caratteri del deposito, visibili lungo i fronti di cedimento e/o di incisione, si ottengono dati utili alla ricostruzione del passato prossimo di questo particolare sito. La superficie del conoide racchiude delle ghiaie

Il paese di Dierico è sorto sui resti di un delta-conoide olocenico che si ampliava in un lago scomparso da tempo. Il delta-conoide oggi appare profondamente scavato e mutilato dalle acque del Rio Mueia e del Torrente Chiarsò. Vista da Sud.

Evoluzione del delta-conoide di Dierico: accrescimento e smantellamento (da Venturini, 2003a).

sabbiose deposte in strati e banchi inclinati all'origine. La potenza complessiva del deposito supera i 70 m. Sotto ad esse, in profondità, si incontrano spessori consistenti (minimo 11 m) di sabbie lacustri. Verso Sud, esternamente all'area del sito, le stesse passano a limi laminati di fondo lago. Con questi dati è possibile ricostruire il significato del sito di Dierico, la cui evoluzione è qui di seguito schematizzata.

Dopo il completo ritiro dei ghiacci würmiani dal Canale d'Incarojo (v. geosito Depositi sub-glaciali (Esker) di Dierico), poco meno di 18.000 anni fa, l'intero settore tornò sotto l'influenza delle acque superficiali. I versanti vallivi deglaciati, liberati in tempi rapidi dai ghiacci e dalle relative pressioni da carico, svilupparono una propensione al franamento.

Un cedimento particolarmente voluminoso del versante sinistro, in località Bosco di Chiaulis di fronte al paese di Trelli, sembra essere stata la ragione dell'improvviso bloccò dei deflussi del Torrente Chiarsò e dei suoi affluenti. Nell'alto Canale d'Incarojo si formò un lago da sbarramento, stretto e allungato. Si stima che nella sua fase iniziale (massima espansione) si estendesse per 5 km, con una larghezza da 200 a 500 m e una profondità intorno a 120-150 m. Paularo si sarebbe venuto a trovare al limite estremo settentrionale dell'invaso, Dierico invece, a metà lago, in corrispondenza dell'immissario Rio Mueia.

I detriti trasportati da questo rio si riversarono copiosi nel lago, congiuntamente agli apporti solidi del Torrente Chiarsò. Distalmente si accumulavano le particelle più fini (limi), in posizione intermedia le sabbie di fondo lago e infine, presso il perimetro lacustre, le ghiaie deltizie. Queste ultime avanzavano progressivamente verso il centro del lago. Ne spostarono le rive, probabilmente fino quasi a colmarlo, trasformandolo in un largo alveo ghiaioso.

Gli apporti ghiaiosi della vallecola del Rio Mueia avevano finito col dare corpo e forma a un poderoso ventaglio di detriti (delta-conoide lacustre), debolmente inclinato e immerso in quello che era stato il Lago di Paularo. Un lago profondo ma effimero che una volta colmato sarebbe apparso come una valle fluviale col fondo ghiaioso e piatto. La quantità di sedimento che si accumula nell'unità di tempo, in questi casi, è molto elevata, pari anche a 2-3 cm/anno. Per questa ragione il riempimento del lago dovette completarsi in poche migliaia di anni collocati, in mancanza di datazioni precise, tra 15.000 e 5.000 anni fa (probabili limiti estremi).

Il delta-conoide sul quale sarebbe sorto Dierico era pronto. Mancava solo l'azione erosiva che l'avrebbe portato ad assumere l'aspetto attuale. Il processo di incisione che seguì, di lì a pochi secoli dal riempimento del lago, fu la logica evoluzione successiva al riempimento di un invaso lacustre. Il corso fluviale, sostituitosi alla superficie del lago, si riversò oltre l'ostacolo di frana formando una corrente dotata di forte potere erosivo. L'erosione regredì rapida verso monte, incidendo il riempimento lacustre in profondità. I corsi fluviali si riportarono in breve tempo (bastano anche solo pochi anni) alle quote alle quali scorrevano prima della formazione del lago.

Tanto il Torrente Chiarsò quanto il Rio Mueia assecondarono la propensione erosiva incidendo con facilità i depositi - ghiaie, sabbie e limi - da essi stessi accumulati tanto come riempimento lacustre quanto come delta-conoide. Nella zona di Dierico l'erosione ebbe carattere più lineare che areale. Questo favorì la preservazione di parte del delta-conoide lacustre.

Per la sua posizione sopraelevata e per la favorevole esposizione degradante verso il fondovalle, alcune migliaia di anni dopo, fu scelto per l'insediamento antropico che col tempo portò all'origine del paese di Dierico.

La ricostruzione fotografa un istante della vita del lago. Permette di percepire l'avanzamento laterale dei corpi deltizi e di delta-conoide (quello di Dierico è sulla destra), ma anche l'ostacolo che propiziò la formazione del lago: la paleo-frana in località Bosco Bandito.

Ricostruzione del paleolago che, in un imprecisato intervallo compreso tra 15.000 e 5.000 anni fa circa, occupava il segmento settentrionale del Canale d'Incarojo. In primo piano Dierico, sullo sfondo Paularo.

Sabbie e fanghi, depositati sul fondo del paleo-lago (loc. Dioor). Ad essi si intercalano livelli ghiaiosi, avanguardia e porzione frontale dello spesso corpo di delta-conoide di Dierico.

Bibliografia essenziale: Venturini C., 2002c; 2003a; 2003b.

Depositi sub-glaciali (Esker) di Dierico

• **Dierico,** Paularo, Udine

Tra i depositi connessi all'ambiente glaciale delle nostre latitudini i più comuni sono gli accumuli morenici, rari sono invece i depositi di Esker: sabbie, ghiaie e subordinati limi (e i loro equivalenti cementati) abbandonati nei condotti sub-glaciali dalle acque di fusione che scorrono alla base di ogni lingua glaciale. Fino ad ora, in Italia, se ne conosce un unico esempio, peraltro dubbio, nelle Alpi occidentali. Questo del sito di Dierico rappresenterebbe il deposito di Esker più evidente dell'intero territorio alpino meridionale.

• **Grado d'interesse:** nazionale.

• **Interesse scientifico:** geomorfologia, sedimentologia.

• **Accessibilità:** i depositi che costellano il fondo del Torrente Chiarsò sono raramente visibili a causa degli apporti alluvionali che li seppelliscono quasi costantemente. La successione affiorante in parete è invece raggiungibile procedendo lungo la sponda destra del Rio Mueia, scendendo dal vicino ponte che lo attraversa. La vegetazione sta purtroppo progressivamente estendendosi, penalizzando la visione del deposito.

DESCRIZIONE

A cura di Corrado Venturini e Katiuscia Discenza

Il Canale d'Incarojo, oggi solcato dalle acque del Torrente Chiarsò, durante le glaciazioni quaternarie ospitava una lingua glaciale in lento movimento verso Sud e Sud-Ovest. Risalendo a piedi il fondovalle odierno si cammina idealmente alla base della lingua glaciale che occupava la valle, da 50.000 a 20.000 anni fa circa. A quel tempo si sarebbe potuto percorrerne il fondo dall'interno della massa di ghiaccio, anche se con rischi e difficoltà a tratti insormontabili.

Questo sarebbe stato possibile grazie alle acque di fusione che, come sempre accade in questi contesti, si raccolgono alla base della lingua glaciale creando gallerie e cunicoli comunicanti. Spesso sono tanto abbondanti da formare veri e propri torrenti (e fiumi!) sub-glaciali. Scorrono tra pareti di ghiaccio modellate a formare gallerie in continua lenta evoluzione.

Sono forme dinamiche guidate dalla pressione dell'acqua corrente e dai movimenti della massa di ghiaccio. L'acqua che vi scorre impetuosa in certi tratti lo fa sotto pressione, occupando l'intera sezione della galleria. In altri, più ampi, il flusso idrico ricorda l'aspetto dei torrenti di superficie.

In entrambi i casi il flusso trasporta una congerie di detriti, ghiaie, sabbie nonché fanghi in sospensione. Tutti questi detriti, come nei corsi di superficie, sono in piccola parte destinati ad essere abbandonati lungo il percorso, lì dove le condizioni lo consentono. La differenza tra i depositi torrentizi di superficie e quelli sub-glaciali sta nella loro organizzazione interna. In altre parole, risiede nelle particolari geometrie che può assumere la stratificazione del deposito sub-glaciale, definito con termine specialistico come Esker.

Gli affioramenti del sito sono ubicati lungo la sponda sinistra del Torrente Chiarsò, immediatamente a Ovest dell'abitato di Dierico, e lungo l'ultimo tratto del Rio Mueia, sponda destra. La successione di Esker di Paularo, ammantata dalle più recenti alluvioni fluviali (v. geosito Deltaconoide di Dierico), si sviluppa in altezza per una

Depositi sub-glaciali di Dierico. Sponda sinistra del Torrente Chiarsò, sotto al paese di Dierico. La vistosa inclinazione degli strati è stata causata dalle sollecitazioni dovute alla massa di ghiaccio in lento movimento sui depositi ancora non consolidati.

Depositi sub-glaciali di Dierico. Questa parete in conglomerato affiora lungo la sponda destra del Rio Mueia, nel tratto prossimo alla confluenza nel Torrente Chiarsò. I caratteri del deposito si apprezzano meglio tra dicembre e marzo, senza vegetazione.

decina di metri formando un diedro roccioso. La vegetazione, in rapido aumento negli ultimi anni, sta purtroppo penalizzando la parte occidentale dell'affioramento. L'estensione del sito va ben oltre quelli che sono gli affioramenti descritti. Il suo complessivo perimetro si allunga in direzione di Paularo chiudendosi in corrispondenza del ponte sul Torrente Chiarsò, delimitandone il rispettivo corso di magra colmo di alluvioni ghiaiose recenti.

La ragione della perimetrazione in apparenza sovradimensionata è dovuta alla presenza, sotto il materasso alluvionale, di ulteriori depositi di Esker, prosecuzione di quelli di Dierico. Furono osservati e descritti in occasione di una forte incisione di magra che ne favorì l'esposizione per pochi giorni soltanto al centro dell'alveo.

I dati raccolti in quella occasione, unitamente a quelli sempre visibili dell'affioramento di Dierico, e la loro collocazione lungo il solco della valle glaciale, hanno portato all'interpretazione genetica sub-glaciale dell'accumulo. L'evidenza più appariscente della successione arenaceo-conglomeratica di Paularo è data da una serie di geometrie particolari assunte dalla stratificazione.

Depositi sub-glaciali di Dierico. Da notare la caratteristica eterometria dei clasti (ossia "sassi di tutte le misure"!).

Vistose contorsioni negli strati del deposito sub-glaciale di Dierico. Alveo del Torrente Chiarsò.

Contrariamente ai depositi torrentizi di superficie questi, sub-glaciali, presentano strati dalle caratteristiche ondulazioni spesso improvvisamente troncate da erosioni o suturate da successive deposizioni, solo a tratti orizzontali. Sono inoltre evidenti superfici di cedimento gravitativo interne alla massa stratificata, inclinate a medio angolo e orientate di norma perpendicolarmente rispetto alla direzione del flusso glaciale.

Tanto le pieghe quanto i cedimenti si sono originati mentre la successione stessa si andava accumulando all'interno del condotto glaciale. Erano i movimenti della massa glaciale che circondava e, alle volte, rivestiva i depositi, a trasmettere loro le spinte orientate. È così che pacchi di strati appena deposti, compattati ma ancora non cementati, lentamente si inarcavano producendo ampie pieghe disarmoniche.

Una successiva modifica dell'ampiezza e forma del condotto glaciale interrompeva gli effetti deformativi mentre nel flusso torrentizio riprendeva la sedimentazione ad assetto orizzontale. Inoltre, blocchi di ghiaccio sepolti insieme agli strati di sabbia e ghiaia, entro pochi anni erano destinati a sciogliersi causando cedimenti interni alla successione stratificata.

In altri casi la stessa volta del condotto glaciale poteva abbassarsi determinando locali carichi e pressioni tangenziali orientate dall'alto verso il basso.

Le particolari deformazioni indotte nei sedimenti prima della cementazione, unitamente alla loro posizione, relegata nel fondovalle, portano a riconoscere nel deposito di Paularo uno dei rarissimi esempi di Esker (forse l'unico) affioranti nelle Alpi italiane.

Bibliografia essenziale: Venturini C., 2003a; 2003b.

Deposito di contatto glaciale (Kame) di Clavais

• **Clavais, Valle del Torrente Degano,** Ovaro, Udine
Il sito si propone come esempio didattico di facile percezione. La presenza di un'estesa spianata erbosa in posizione morfologicamente anomala trova spiegazione solo considerando il ripiano come parte di una superficie di Kame (deposito accumulato contro uno sbarramento glaciale). Sono sedimenti alluvionali di cosiddetto "contatto glaciale", ossia appoggiati lateralmente a una lingua glaciale che funge da ostacolo momentaneo (v. geosito Deposito di contatto glaciale (Kame) di Illegio).
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, sedimentologia.
• **Accessibilità:** da Ovaro, collocato nel fondovalle della media Val Degano, si sale in macchina fino al paese di Clavais passando per Liariis. All'estrema periferia di Clavais, appena a valle della strada non asfaltata che conduce verso il Rio Navas, si allarga la spianata erbosa, di forma vagamente rettangolare, corrispondente al geosito.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini e Antonella Astori

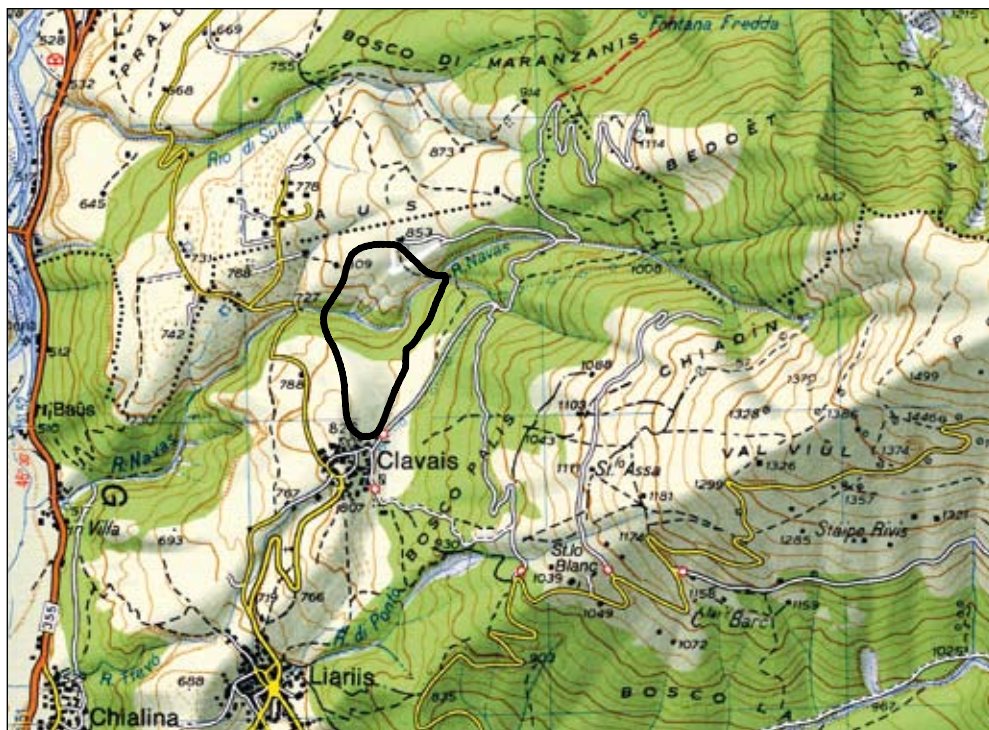
Il ripiano di Clavais (circa 400 x 200 m) può in apparenza essere considerato una vera e propria anomalia dato che si colloca sospeso a 300 m sul fondovalle e interrompe le abituali morfologie di questo tratto vallivo, rappresentate da tozzi rilievi arrotondati. Questi ultimi sono l'effetto prodotto dall'esarazione glaciale würmiana sui litotipi (brecce di dolomie, di calcari dolomitici, di marne e di calcari) della Fm. a Bellerophon (Permiano sup.). Lo stesso paese di Clavais è sorto all'estremità di uno di questi colli.

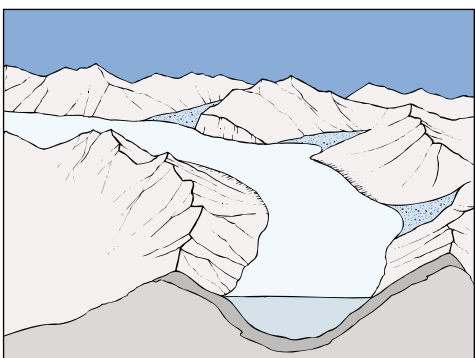
Nella stessa zona, a poca distanza, un altro rilievo dello stesso genere è visibile tra Liariis e Chialina. Queste morfologie glaciali sono a loro volta separate una dall'altra da incisioni torrentizie più o meno profonde.

Nella fascia che si affaccia sulla Val Degano, in sinistra idrografica tra Ovaro e Comeglians, il Rio Navas è di gran lunga il corso più inciso e profondo. È utile citarlo perché rappresenta la ragione della presenza del ripiano di Clavais.

La storia che caratterizza questo segmento di vallata è comune a quella della zona di Illegio, lungo la Valle del Bût (v. geosito Deposito di contatto glaciale (Kame) di Illegio). Come per quest'ultima, durante la deglaciazione würmiana - circa 18.000 anni fa - i versanti vallivi avevano già perso la coltre glaciale anche se una lingua di ghiaccio, spessa qualche centinaio di metri e in progressivo ritiro, continuava ad occupare la Val Degano. Occorre immaginare il contesto dell'area alpina orientale così come si presentava durante la fase di rapido disgelo.

La lingua glaciale che scorreva nel fondo della Val Degano era ancora alimentata dai ghiacciai attivi sui rilievi di alta montagna (giogaia del Monte Cogliàns), in lento movimento verso le quote inferiori.

Intanto le zone di media montagna, compresa l'area di Clavais fino al retrostante Monte Zoncolan, si presentavano già del tutto deglaciate. In queste aree già liberate dai ghiacci si era ormai

Kame di Clavais. La piatta superficie del deposito un tempo confinava con la lingua glaciale della Val Degano. Quest'ultima transitava sullo sfondo, non molto distante dall'odierno orizzonte erboso.

Kame di Clavais. L'immagine panoramica sottolinea l'estensione (400 m) del deposito fluvio-deltizio-lacustre oggi celato sotto la superficie erbosa.

Genesi dei depositi di sbarramento glaciale (Kame); sono spesso il riempimento di effimeri bacini lacustri (da Venturini, 2003a).

Il paese di Clavais è sorto su modesto rilievo (brecce della Fm. a Bellerophon) arrotondato dall'azione glaciale. Sullo sfondo il Monte Zoncolan.

affermato un reticolo fluvio-torrentizio in rapida evoluzione. Ai nuovi rii e torrenti si associava un intenso trasporto solido verso i fondivalle principali, ancora occupati dalle lingue glaciali in progressivo ritiro.

Dal versante occidentale del Monte Talm il Rio Navas erodeva e trasportava detriti. Raggiunte le quote inferiori le sue acque trovarono un ostacolo al deflusso: si trattava della spessa lingua glaciale che ancora occupava il fondo della Val Degano.

L'ostacolo diede origine a un lago di sbarramento che prese forma appena a Nord dell'attuale paese di Clavais. Dal Rio Navas giungevano al lago acqua e abbondanti detriti torrentizi. Questi ultimi col tempo (meno di un secolo?) colmarono l'invaso sostituendone la superficie con un materasso orizzontale di ghiaie che trasformò lo specchio lacustre in una piatta zona ghiaiosa.

Depositi alluvionali di questo tipo, propiziati da un ostacolo glaciale e accumulati contro di esso, sono definiti con il termine specialistico Kame.

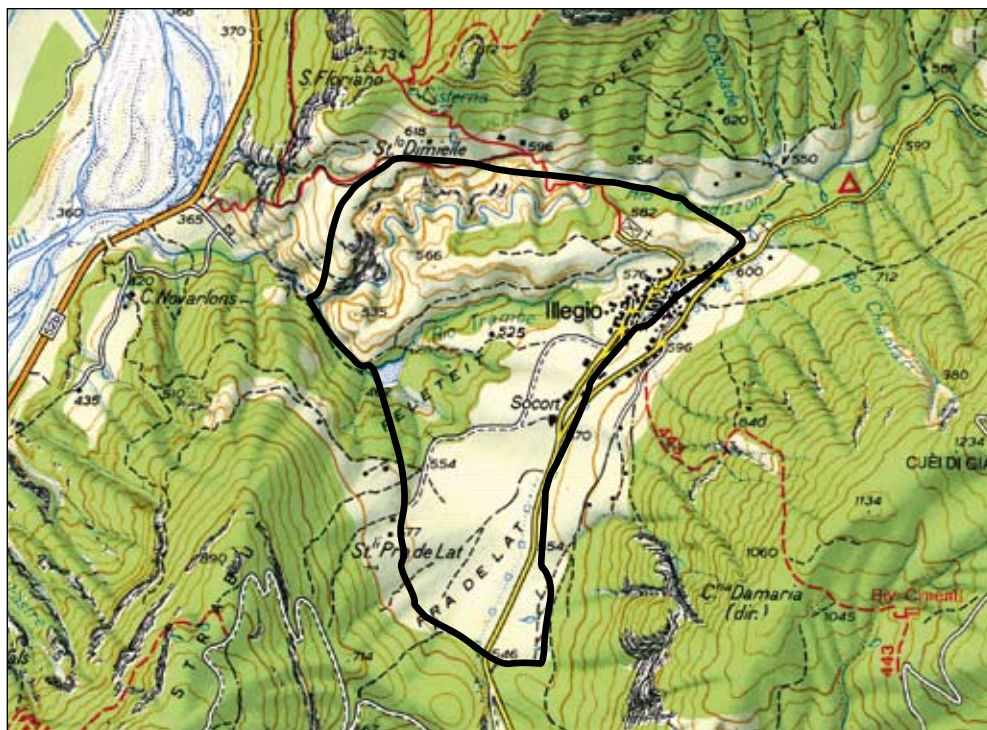
Dato che l'antica superficie del lago è stata sostituita dalle ghiaie fluviali (ripiano di Clavais), e sapendo che l'anomala superficie piatta si sviluppa intorno a 820 m di quota, si può dedurre che la sommità della lingua glaciale in progressivo ritiro doveva attestarsi intorno a quell'altezza. Il suo spessore dunque non era inferiore a 300 m, dato che il fondo della Val Degano si trovava, anche allora, intorno a 500 m slm.

Successivamente la lingua glaciale in ritiro ha abbandonato il settore di Ovaro dando spazio al ritorno del Torrente Degano. Al tempo stesso il Rio Navas è riconfluito in esso. Nel farlo ha dovuto eliminare il salto di raccordo dal ripiano di Clavais al fondo della Val Degano. Lo ha fatto tramite una rapida quanto intensa erosione che ha cannibalizzato parte dei suoi stessi depositi per poi spingerlo ad approfondirsi nel substrato roccioso permiano, finendo con lo sviluppare la poderosa incisione citata in precedenza.

I depositi fangosi lacustri (coperti da sedimenti di un delta ghiaioso che intanto avanzava e progressivamente colmava il lago) sarebbero visibili e ben esposti lungo il profondo solco erosivo del Rio Navas se la vegetazione non avesse trovato facile diffusione colonizzando in modo massiccio le sponde del corso torrentizio.

Bibliografia essenziale: Venturini C., 2006; Venturini C., Delzotto S., Pondrelli M., Fontana C., Longo Salvador G. & Carulli G.B. & Pisa G., in stampa; Venturini C., Pondrelli M., Fontana C., Delzotto S. & Discenza K., 2001; Venturini C., Spalletta C., Vai G.B., Pondrelli M., Fontana C., Delzotto S., Longo Salvador G. & Carulli G.B., con la coll. di Garuti D., Ciavatta D., Ponton M. & Podda F., 2009.

Deposito di contatto glaciale (Kame) di Illegio

• **Illegio,** Tolmezzo, Udine.
Tra i depositi di sbarramento glaciale quelli di Illegio (Tolmezzo) costituiscono un esempio da manuale. Risalgono alla più recente fase di deglaciazione würmiana alpina, collocabile intorno a 20.000 anni fa. Oltre a conservare, nella spianata che precede il paese, parte della propria morfologia originaria, il sito è in grado di offrire uno spaccato naturale della propria successione sedimentaria fluvio-lacustre, resa visibile grazie alle erosioni torrentizie che l'hanno incisa dopo il completo ritiro dei ghiacci dalla Valle del Bût.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, sedimentologia.
• **Accessibilità:** salendo verso Illegio da Tolmezzo, superata una successione di strapiombi in roccia e una profonda incisione torrentizia, si giunge alle porte del paese dove si allarga un ripiano sub-rettangolare, attraversato da sentieri e viabilità secondaria. Quest'ultima conduce fino sull'orlo del versante del Rio Trambe (Loc. Feletéit) dove, prestando attenzione, è possibile scendere lungo un ripido taglio in ghiaie, sabbie e limi: i depositi del riempimento lacustre.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini, Katiuscia Discenza e Daniele Garuti

Il ripiano di Illegio è collocato a quota 560 m ed è sopraelevato di 200 m rispetto al fondovalle del Torrente Bût, distante poco più di un chilometro. Circondato e racchiuso su tre lati da ripidi versanti montuosi, col quarto si affaccia sulla sottostante Valle del Bût.

Deve la sua esistenza, nonché la sua caratteristica forma, alla fase di deglaciazione würmiana, seguita all'ultima grande espansione glaciale alpina. Per giustificare la presenza della spianata di Illegio è necessario ricostruire lo scenario che, circa 18.000 anni fa, accompagnava il ritiro della grande lingua glaciale würmiana della Valle del Bût.

A causa del rapido aumento delle temperature globali (senza motivi antropici!) e del conseguente innalzamento del limite delle nevi perenni, i rilievi montuosi intorno a Illegio furono rapidamente abbandonati dai ghiacci e ad essi si sostituirono torrenti e ruscelli.

Non accadde lo stesso nella Valle del Bût dove una lingua glaciale, seppure in progressivo ritiro e ridimensionamento, continuava ad essere presente con spessori di ghiaccio che, di fronte a Illegio, superavano i 200 m.

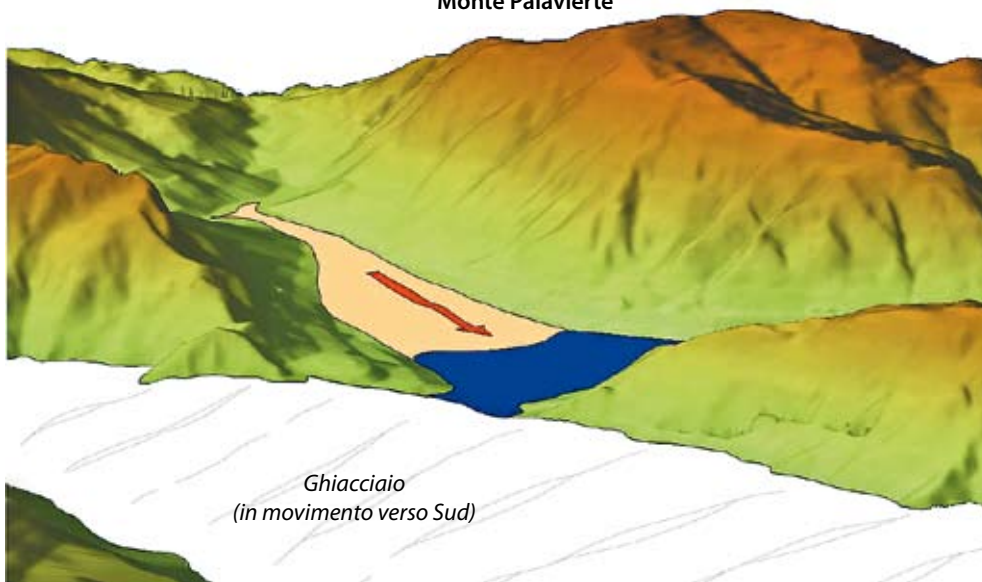
Questo si verificava perché la lingua glaciale attingeva alimentazione dai rilievi più elevati del comprensorio carnico, con vaste aree collocate in parte ancora sopra il limite delle nevi perenni e perciò ancora in grado di produrre ghiacci (massiccio del Monte Cogliàns-Creta della Chianevate).

Lungo la Valle del Bût il bordo della lingua glaciale in transito agì da ostacolo al deflusso delle acque che scendevano dalla zona del M. Palavierte, dietro Illegio. In corrispondenza del futuro abitato si formò un lago di sbarramento glaciale ampio quasi 2 km^2.

L'elevato carico solido dell'immissario lacustre, il Rio Frondizzon, portò rapidamente (probabilmente furono sufficienti pochi secoli) al riempimento dell'invaso, profondo parecchie decine di metri. Il lago infine fu trasformato in piana

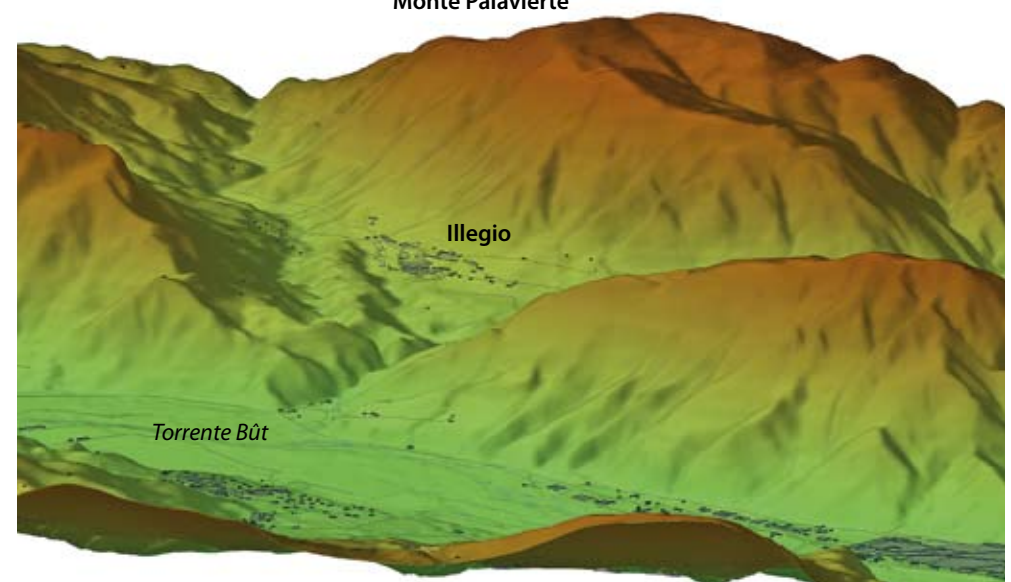
Se si traguarda Illegio da Cazzaso, situato sulla destra idrografica del Torrente Bût, la sua spianata appare nella prospettiva migliore, e più semplice diventa comprenderne l'origine.

Monte Palavierte

Ghiacciaio
(in movimento verso Sud)

La ricostruzione tridimensionale (DEM) sottolinea il significato del deposito di Illegio, accumulato in un lago propiziato da uno sbarramento di ghiaccio.

Monte Palavierte

Illegio

Torrente Bût

La ricostruzione tridimensionale sottolinea l'odierno aspetto morfologico del settore. Alla scomparsa della lingua glaciale ha fatto seguito la profonda erosione dei depositi lacustro-deltizio-fluviali di Illegio da parte dei Rii Trambe e Frondizzon.

Il ripiano di Illegio, visto da Nord, incastonato fra i rilievi. Sullo sfondo si scorge la Valle del Fiume Tagliamento.

Ricostruzione virtuale del paleo-lago di Illegio, ripresa idealmente dalla superficie della lingua glaciale.

fluviale ghiaiosa e questo fu il segnale del suo colmamento.

Intanto la deglaciazione in atto stava portando la lingua glaciale ad arretrare ulteriormente. Quando la sua fronte abbandonò l'area davanti a Illegio, il deposito lacustre di sbarramento glaciale (Kame) subì una sorta di cannibalizzazione erosiva prodotta dalle acque del Rio Frondizzon e del suo affluente Rio Trambe. È un'erosione tuttora attiva che ha inciso e distrutto la parte più avanzata del deposito intaccando il ripiano che ne costituiva la superficie.

Da un lato le erosioni dei Rii Frondizzon e Trambe hanno asportato quasi metà dell'originario deposito di Kame, dall'altro però hanno reso possibile l'esplorazione dei sedimenti che progressivamente hanno colmato il lago.

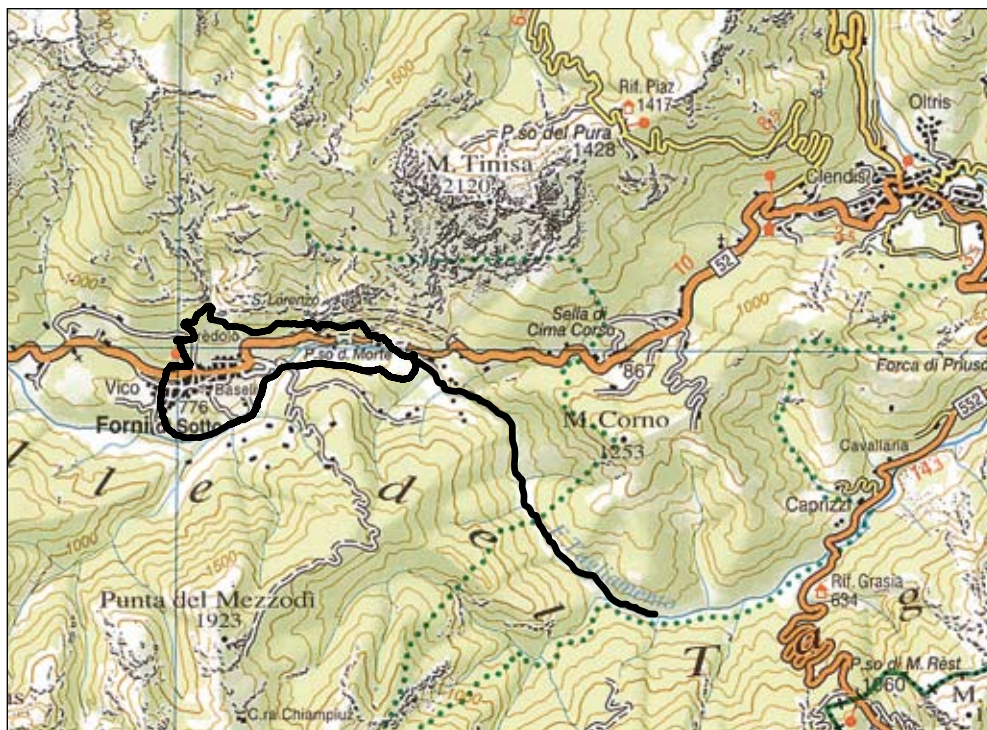
Lungo la scarpata erosiva che in località Feletéit interrompe il ripiano di Illegio, sono esposte le fasi del progressivo riempimento lacustre.

Si inizia dalle quote inferiori con 45 m di limi laminati, ancora orizzontali, che circa 18.000 anni fa si deposero sul fondo del lago. Ad essi si sovrappongono potenti strati ghiaiosi inclinati che rappresentano l'avanzamento del fronte deltizio. Sopra a questi ultimi si appoggiano ulteriori banchi di ghiaie orizzontali di origine fluviale. Complessivamente le ghiaie deltizie e fluviali, spesse fino a 25 m, testimoniano la trasformazione del lago in piana torrentizia. La superficie dell'ultimo banco di ghiaia coincide con il ripiano (coltivato e prativo) di Illegio. Una forma - la spianata in posizione anomala - che ha suggerito un'ipotesi. Un contenuto - la successione sedimentaria - che ha rivelato la soluzione, per prima individuata da Michele Gortani.

Un'ultima segnalazione. Scendendo il versante in località Feletéit, verso il fondo della scarpata, prima di imbattersi in un ampio ristagno d'acqua (un laghetto favorito dai limi impermeabili del Kame) si osserva una congerie di blocchi franati fatti di calcare spugnoso. Sono calcari incrostanti generati in passato sul posto lungo le cascate prodotte dal Rio Trambe e ora scalzati dall'approfondirsi dell'incisione torrentizia.

Bibliografia essenziale: Gortani M., 1906a; Venturini C., 2002a; 2003a; 2003b.

Alta Valle del Fiume Tagliamento

• **Alta Valle del Fiume Tagliamento,** Forni di Sotto, Ampezzo e Socchieve, Udine
Il geosito dell'Alta Valle del Tagliamento, tra Forni di Sotto, Ampezzo e Caprizzi presenta, nell'ambito di pochi chilometri quadrati, una serie di evidenze geomorfologiche, sedimentologiche e strutturali, tutte ben leggibili, che stanno a testimoniare una complessa serie di eventi in successione, legati al Fiume Tagliamento, che hanno condizionato l'assetto del territorio nel Quaternario.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, sedimentologia, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** i vari punti di interesse sono posti nei dintorni di Forni di Sotto. In genere sono agevolmente accessibili in quanto si trovano nel fondovalle, interessato dalla S.S. 52 Carnica, dalla viabilità comunale e da una serie di carrarecce.

DESCRIZIONE
A cura di Giovanni Battista Carulli

Le peculiarità geomorfologiche, sedimentologiche e strutturali che stanno a testimoniare l'evoluzione del territorio nel Quaternario sono, in ordine di tempo:
- la formazione di una prima paleovalle del Tagliamento;
- il deposito, sul fondo di essa, di paleosedimenti alluvionali;
- l'esarazione glaciale della sommità di essi ed il deposito ad opera del ghiacciaio würmiano;
- la caduta a valle di una colossale frana dal Clap di Lavres;
- lo sbarramento conseguente della valle;
- la formazione di un paleolago a monte della frana;
- lo svuotamento del paleolago per tracimazione della soglia;
- il cambiamento di percorso del fiume;
- la deposizione del conoide del Torrente Auza e dei sedimenti attuali dell'alveo del Tagliamento;
- la continuazione dell'instabilità geostatica di un tratto di versante della valle.

Di seguito vengono descritte tutte queste forme e questi depositi e viene analizzata la sequenza temporale della successione dei relativi eventi.

La paleovalle del Tagliamento

Il più antico Tagliamento, prima di tutti gli eventi glaciali che si sono succeduti, scorreva da W a E lungo una valle a direzione quasi rigorosamente longitudinale e secondo una direttrice sub-rettilinea Forni-Ampezzo-Enemonzo. Da qui proseguiva ancora verso oriente, più o meno lungo la stessa direttrice attuale, fino a Cavazzo dove, sfondata la catena con brusca deviazione in senso meridiano, sfociava nell'Alta Pianura Friulana lungo la depressione del lago dei Tre Comuni. Questo percorso montano era, ed è tuttora, controllato da motivi strutturali (sovrascorrimenti e faglie in direzione) e litologici (rocce più facilmente erodibili). Gli attuali depositi alluvionali del fiume, molto estesi

Il vasto corpo di frana tardo-glaciale di Sacròvit, che ha ostruito il corso del Fiume Tagliamento; sullo sfondo si intravede l'abitato di Forni di Sotto.

specie nella porzione più orientale (grazie anche ai cospicui contributi dei suoi affluenti di sinistra), hanno oggi coperto le strutture tettoniche, sepolte sotto l'alveo, che però sono visibili in più punti del tratto montano o ricostruibili confrontando i rapporti stratigrafici delle formazioni rocciose che si affacciano sulle sponde opposte. Qui, oltretutto, affiorano in prevalenza rocce dalle scadenti proprietà fisico-meccaniche che, oltre a facilitare l'impostarsi dei disturbi tettonici, hanno favorito l'azione erosiva delle acque fluviali condizionandone il percorso.

Anche se oggi sono ben evidenti e seguibili per lunghe tratte gli affioramenti dei depositi alluvionali del paleo-Tagliamento, molto rari sono i punti nei quali ci sia un riscontro, attualmente affiorante, delle pareti cioè delle sponde della paleovalle, essendo esse state ricoperte quasi totalmente dai depositi successivi e dalla vegetazione.

Le sole evidenze finora note si hanno nei pressi dell'abitato di Nonta dove, sia lungo la strada provinciale che porta a Socchieve sia sulla parete rocciosa, sottostante l'abitato, che si affaccia sul Tagliamento, affiorano piccole porzioni della spalla sinistra della paleovalle. Qui alcuni lembi sub orizzontali delle paleoalluvioni, rappresentate dai conglomerati policromi, poggiano discordanti con contatto fortemente inclinato verso valle sulle dolomie nerastre stratificate della Formazione del Monticello (Triassico sup.).

L'età di formazione della paleovalle non può essere definita direttamente ma, in modo indiretto ed approssimativo, potrebbe esserlo, secondo recenti interpretazioni, come conseguente ad un drastico cambiamento globale del livello di base dei fiumi a seguito del prosciugamento del Mediterraneo (Miocene sup.). Le acque fluviali, alla ricerca di nuovi equilibri, avrebbero di conseguenza inciso profondamente il substrato roccioso della catena, appena emersa o in via di emersione, impostando la bozza di un primo reticolo idrografico. L'età della valle è comunque precedente alla più vecchia età conosciuta dei suoi depositi alluvionali e pertanto è attribuibile, molto approssimativamente, al Pliocene medio-superiore.

I sedimenti paleo-alluvionali

Nella paleovalle sopra definita si depositarono potenti sedimenti alluvionali prevalentemente ciottolosi (del tutto analoghi a quelli attuali) e sabbiosi che, cementati nel tempo, daranno luogo ai conglomerati policromi ampiamente diffusi lungo tutti i bassi versanti dell'attuale corso del Fiume Tagliamento nel suo percorso montano.

Strada Nonta-Socchieve: i conglomerati alluvionali (a sinistra) poggiano discordanti sulla Fm. del Monticello.

Essi, ad esempio, costituiscono l'ampio piastrone sul quale sorge l'abitato di Ampezzo, quelli di Mediis e di Preone e, più ad oriente, i colli di Invillino e di Verzegnis fin lungo la depressione che ospita il Lago di Cavazzo. Tutti questi rilievi, con caratteristica morfologia a sommità pianeggiante e pareti precipiti, accompagnano in destra idrografica il corso attuale elevandosi su di esso anche di 200 m. L'età della loro deposizione, difficile da valutare con sicurezza data la mancanza di reperti fossili, viene collocata in un intervallo di tempo che va dal Pliocene al Pleistocene inferiore e medio. L'età più antica è del tutto ipotetica in quanto i primi depositi, corrispondenti al fondo della paleovalle, non sono affioranti.

L'attività glaciale

Successivamente la paleovalle fu interessata da più glaciazioni che esercitarono la loro azione sulla sommità dei paleodepositi alluvionali, asportandone buona parte, mentre le antiche ghiaie continuavano a cementarsi, saldando fra loro i ciottoli con l'aiuto di acque circolanti ricche di bicarbonati di calcio e magnesio.

In più punti sono evidenti i segni dell'azione esarativa (solchi e strie dovuti all'avanzamento della massa di fondo glaciale) e i depositi (morene di fondo) dell'ultimo ghiacciaio würmiano (18-20.000 anni fa).

Nell'area una bella testimonianza legata al glacialismo tardo-würmiano è rappresentata dalla morfologia della Sella di Cima Corso che ospita uno splendido esempio di torbiera alpina pensile, residuo del ritiro glaciale.

La caduta a valle di una colossale frana

A seguito dello scioglimento dei ghiacci la grande quantità di acque di fusione provocò in più punti del territorio l'erosione al piede dei versanti rocciosi rendendoli particolarmente instabili, specie là dove l'assetto strutturale delle rocce, unito alla loro litologia, predisponeva al loro collasso geostatico.

Dalle pareti meridionali del Clap di Lavres sovrastanti il Passo della Morte, scalzate al piede, si staccò una colossale frana tardo glaciale (marocca) che invase il fondo valle ostruendo il corso del fiume.

Il distacco fu facilitato indubbiamente anche dalle litologie scadenti al piede, dall'assetto strutturale delle rocce a giacitura sub- verticale, come chiaramente documentato dai calcari scuri stratificati del Carnico inf. attraversati dalla vecchia galleria stradale del Passo della Morte, ma anche dall'innalzamento in quota del limite inferiore del permafrost (venendo così a mancare, per aumento della temperatura, la funzione di legante operata dal ghiaccio sul terreno). Non sono da escludere anche probabili eventi sismici di for-

La giacitura sub-verticale dei calcari scuri stratificati del Carnico inf., attraversati dalla galleria stradale del Passo della Morte.

Al centro della fotografia un solco di esarazione glaciale sul letto del paleo-Tagliamento. Sulla sinistra i depositi morenici (cava presso Cesclans).

te intensità, nonché possibili (anche se molto discussi) fenomeni di deglaciopressione conseguenti alla mancata spinta della massa glaciale sulle alte pareti vallive.

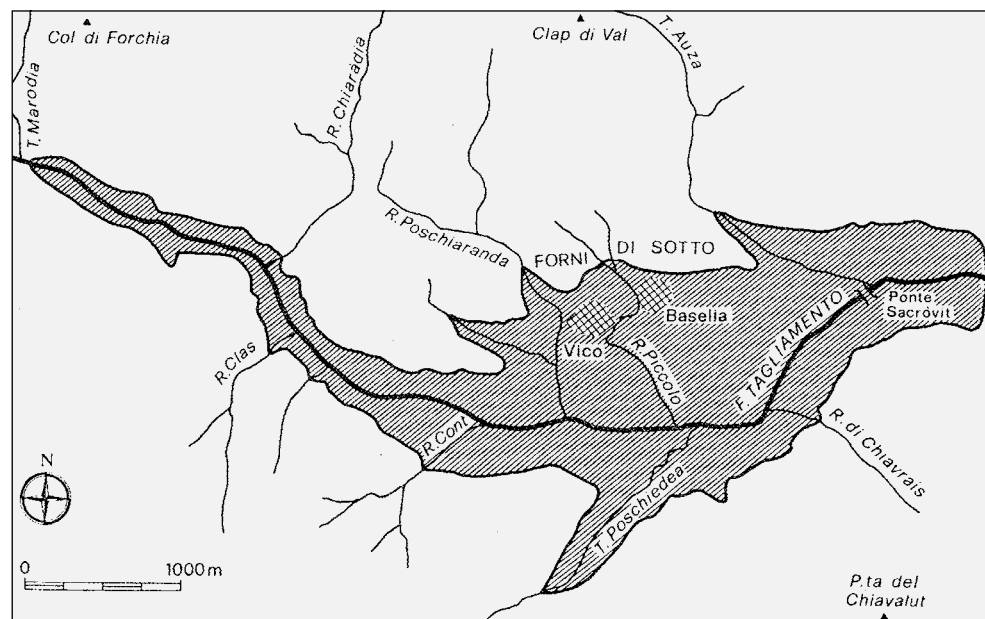
Lo sbarramento conseguente della valle del Tagliamento

Il corpo di frana è chiaramente distinguibile, anche nelle sue geometrie, nel rilievo a blanda morfologia di Costa Ciazòns che si estende, in destra idrografica del Tagliamento, a valle del piccolo ponte di Sacròvit, meno di 1 km a Est di Forni di Sotto. Ottimo punto di osservazione si ha all'imbocco occidentale della vecchia galleria del Passo della Morte. La natura dolomitica e calcarea dei blocchi grossolani talora cementati immersi nella marocca di Sacròvit documenta indiscutibilmente la loro provenienza dalle sovrastanti pareti meridionali del Clap di Lavres, unico rilievo di Dolomia dello Sciliar e sovrastanti calcari che incombe con le sue pareti subverticali su quel tratto di valle.

Le dimensioni della marocca sono state stimate in 2,5 km di lunghezza (dal ponte di Sacròvit fino al Rio Bianco), per circa 150 m di altezza occupando il fondo valle per una larghezza variabile da 600 a 800 m. Il volume totale è stato valutato in circa 50 milioni di m^3 , ma è verosimilmente maggiore in quanto resti della frana sono ancora visibili sopra la S.S. 52, rimasti pensili, attaccati alle pareti rocciose ma soprattutto considerando che buona parte del materiale di frana è stato asportato per erosione e dilavamento.

La formazione di un paleolago

A seguito dello sbarramento del fiume conseguente alla impostazione della frana le acque, impedite nel loro deflusso a valle, crearono a monte di essa un deposito lacustre, ben studiato e ricostruito da Martinis (1985).

Esso si estendeva entro la conca di Forni di sotto per oltre 6,5 km di lunghezza spingendosi ad occidente dallo sbarramento di Sacròvit fino al Torrente Marodia. La sua larghezza massima (in corrispondenza delle frazioni di Vico e Baselia), arrivava fino a 1,5 km, oggi al di sotto dei conoidi dei rii Auza e Chiaradia, non ancora formatisi o in via di formazione. La profondità delle acque, di non facile definizione, poteva essere di circa 40

Ricostruzione planimetrica del paleolago di Forni di Sotto (da Martinis, 1985).

Blocchi dolomitici, spesso cementati, immersi nel corpo di frana della "marocca" di Sacròvit, provenienti dal sovrastante Clap di Lavres.

Affioramento di depositi lacustri su una scarpata affacciata sul letto del Tagliamento a valle della frazione di Vico. Al coronamento affiorano i depositi di conoide del Torrente Auza.

m mentre quella totale del bacino, considerando gli spessori massimi dei sedimenti lacustri ricavati da indagini geofisiche al centro di esso, poteva raggiungere i 150 m. Il perimetro del lago, molto articolato, è stato valutato in 19 km e la superficie del massimo invaso in 4,5 km^2. Il volume d'acqua, stimato in 200-250 milioni di m^3, insieme agli altri valori rende il paleolago di Forni di Sotto di dimensioni maggiori di quelle del Lago di Cavazzo o dei Tre Comuni, il maggiore degli attuali laghi regionali.

I sedimenti depositatisi sul fondo del paleolago sono rappresentati da fitte alternanze di argille e sabbie con sporadici letti ghiaiosi. Le sottili alternanze chiare e scure, in ritmi di ordine centimetrico, evidenziano le variazioni stagionali della sedimentazione lacustre. La presenza di resti vegetali nei livelli limo-argillosi, da frustoli carboniosi fino a resti di piccoli tronchi, ha consentito di determinare con il metodo del radiocarbonio (^{14}C) un'età compresa fra i 9770 e i 9930 anni dal presente.

I deposti paleo-lacustri, coperti per lo più dai depositi alluvionali recenti del Tagliamento e dai depositi di conoide, affiorano oggi episodicamente a seconda delle variazioni del fiume e di locali scoscendimenti delle scarpate specie alla base del conoide del Torrente Auza e lungo il suo basso corso dove sono talora messi in luce dall'attività erosiva delle sue acque.

Lo svuotamento del paleolago

Come avvenuto in molte altre località alpine (Alta Val Torre, Sutrio, Paularo, Val Settimana, Tarvisio,… per restare in ambito regionale) il paleolago ebbe vita alquanto effimera (sia pur di alcune, probabili, migliaia di anni). Le cause del suo svuotamento sono da ricercarsi essenzialmente per tracimazione delle sue acque e progressiva erosione della soglia a seguito del "troppo pieno". Ma non è da escludere anche un concomitante fenomeno di cattura per erosione regressiva della testata di un corso d'acqua più a valle (destinato a diventare il nuovo Tagliamento) che lentamente da oriente erose le antiche alluvioni ed intaccò il corpo di frana fino a sfondarlo ed a svuotare il lago. Altri geositi rappresentativi di processi evolutivi analoghi sono: la Paleofrana delle sorgenti del Torre e depositi lacustri della Val Mea, il Delta-conoide di Dierico, le Nicchie di paleofrana del Monte Cucco e di Rivo, la Successione lacustre di Oltreacqua-Rio Bianco)

Il percorso del Tagliamento immediatamente a valle della frana di Sacròvit. Sono evidenti la scarsa deposizione di sedimenti recenti e l'intensa attività erosiva del fiume che ha fatto affiorare le rocce del substrato pre-Quaternario (argille siltose varicolori del Carnico sup.).

Il cambiamento di percorso del Fiume Tagliamento

Il nuovo, e definitivo, Tagliamento abbandonò il suo antico percorso sub-rettilineo in senso longitudinale da Forni di Sotto ad Ampezzo (dove aveva ricevuto gli apporti di un paleo-Lumiei) e si impostò sulla nuova via Forni di Sotto-Socchieve, a semiarco concavo verso Nord, che lo portò verso Caprizzi. Qui, il fiume subirà un'ulteriore breve sosta a seguito della frana di Borta del 15 agosto 1692, con ulteriore sbarramento della valle e formazione di un altro lago, molto più effimero perché durato circa un secolo (v. geosito Frana di Borta).

La scelta di questo nuovo percorso (forse già individuato prima della caduta della marocca) fu condizionata, almeno nel suo primo tratto, da motivi litologici e strutturali. Qui infatti, sovrastanti ai citati calcari scuri della vecchia galleria, affiorano in regolare successione stratigrafica altre litologie ma specie argille siltose policrome con giacitura pari a quella dei calcari, vale a dire sub verticali e con direzione E-W pari a quella del percorso del fiume. Queste rocce, molto degradabili ed erodibili, sono oggi ben visibili al piede settentrionale della marocca messe in luce dall'attività attuale delle acque del Tagliamento.

La porzione successiva del nuovo percorso, ad arco concavo fino a Caprizzi, fu probabilmente condizionato dagli effetti di alcuni disturbi tettonici associati all'importante Linea Monte Dof-Monte Auda che accompagna il fiume, con pari geometria, poco più a meridione.

Il nuovo percorso del fiume è ora caratterizzato da intensa attività erosiva come dimostrato dalla morfologia a forra, non terrazzata, di questo tratto di valle (larghezza dell'alveo di poche decine di metri), dai citati affioramenti rocciosi messi in affioramento dalle acque erosive e dalla scarsa sedimentazione di depositi alluvionali attuali in contrasto con quella, ben maggiore, dei depositi recenti a monte della marocca e a valle di Caprizzi.

L'attività erosiva del fiume può essere messa in relazione al sollevamento recente dell'area a seguito dei fenomeni geodinamici che interessano particolarmente le Prealpi Carniche deformando anche le paleo-alluvioni (v. geosito Rupe di Ce-sclàns).

La deposizione del conoide del Torrente Auza e dei sedimenti attuali dell'alveo del Tagliamento

A monte del corpo di frana di Sacròvit, durante e dopo lo svuotamento del lago, i depositi lacustri vennnero coperti dai depositi olocenici del Tagliamento e dalla sovra imposizione dell'ampio conoide del Torrente Auza e di quello minore dell'antistante Rio Poschiedea.

I depositi del Tagliamento subiranno vari momenti di alternanze nella deposizione e nell'erosione com'è dimostrato dalla serie di ampi terrazzi, con scarpate di molti metri di altezza, ben evidenti specie a valle della frazione di Vico di Forni di sotto.

Il Torrente Auza, all'uscita dalla forra dolomitica fra il Clap di Val e il Col Pimin, spaglierà a ventaglio i suoi depositi costruendo progressivamente il proprio conoide, ora alimentato nella sua porzione più orientale anche a seguito di interventi recenti di regimentazione idraulica

La continuazione dell'instabilità geostatica

L'instabilità geostatica del settore del Clap di Lavres, responsabile della frana di Sacròvit, continua tuttora, specie nel suo settore più orientale dove affiora la citata successione complessa di rocce del Carnico medio e superiore (calcari marnosi sottilmente stratificati, arenarie, argilliti, dolomie vacuolari, gessi).

Tutte queste litologie sono caratterizzate da proprietà fisico-meccaniche oltremodo scadenti, fino ad un comportamento plastico a fronte anche della gravità, rese ancora peggiori da una serie di disturbi tettonici. A questo quadro si associa, come già accennato, un assetto giaciturale delle rocce con immersione a valle, fino alla verticalità, che predispone lo scivolamento di estesi volumi.

Un'antica paleo-frana, fra le pareti del Clap di Lavres e quelle meridionali del Monte Tinisa si è riattivata in tempi recenti mettendo in crisi le opere già eseguite per la viabilità della S.S. 52 in corrispondenza del Passo della Morte e rendendo necessaria la realizzazione di una nuova galleria

Bibliografia essenziale: Bianco F., Bondesan A., Paronuzzi P., Zanetti M. & Zanferrari A. (a cura di), 2006; Broili L., 1989; Carulli G.B., Cozzi A., Longo Salvador G., Pernarcic E., Podda F. & Ponton M., 2000; Carulli G.B., 2006; Martinis B., 1985; Pisa G., 1972; Scortegagna U. & Zanetti M., 2008; Venturini C., 2003.

Liscione di faglia nel Rio di Grasia

• **Caprizzi,** Socchieve, Udine.
Chiaro e rappresentativo esempio di liscione di faglia lungo la Linea Monte Dof-Monte Auda, di interesse regionale; il piano è reso ancor più evidente dal dilavamento delle acque correnti del Rio di Grasia che su di esso si è impostato.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia strutturale.
• **Accessibilità:** facile da raggiungere in quanto posto in prossimità orientale del primo tornante, ponte di q. 556 m, posto sulla strada statale 552 che da Caprizzi porta alla Forcella di Monte Rest. Qualche decina di metri a monte del ponte sul Rio di Grasia una piazzola sulla destra consente il parcheggio. Dalla spalla meridionale del ponte si scende in sponda sinistra dell'alveo risalendolo per alcune centinaia di metri fra i blocchi levigati.

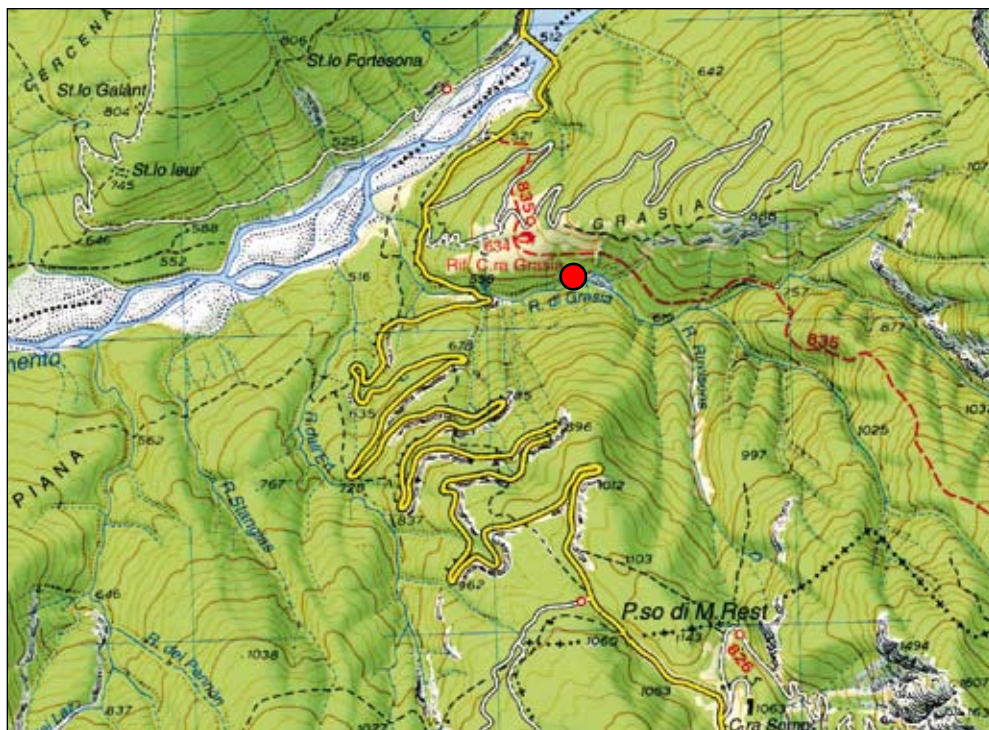
DESCRIZIONE
A cura di Giovanni Battista Carulli

Il Rio di Grasia è un piccolo affluente di destra del Fiume Tagliamento che, con breve percorso a direzione longitudinale, scende dalle pendici occidentali del vicino Monte Auda. Il rio si è impostato sul piano di faglia, immergente a Nord, della Linea Monte Dof-Monte Auda che qui porta la Dolomia di Forni (Norico) ad accavallarsi sulla Dolomia Principale (Norico-Retico).

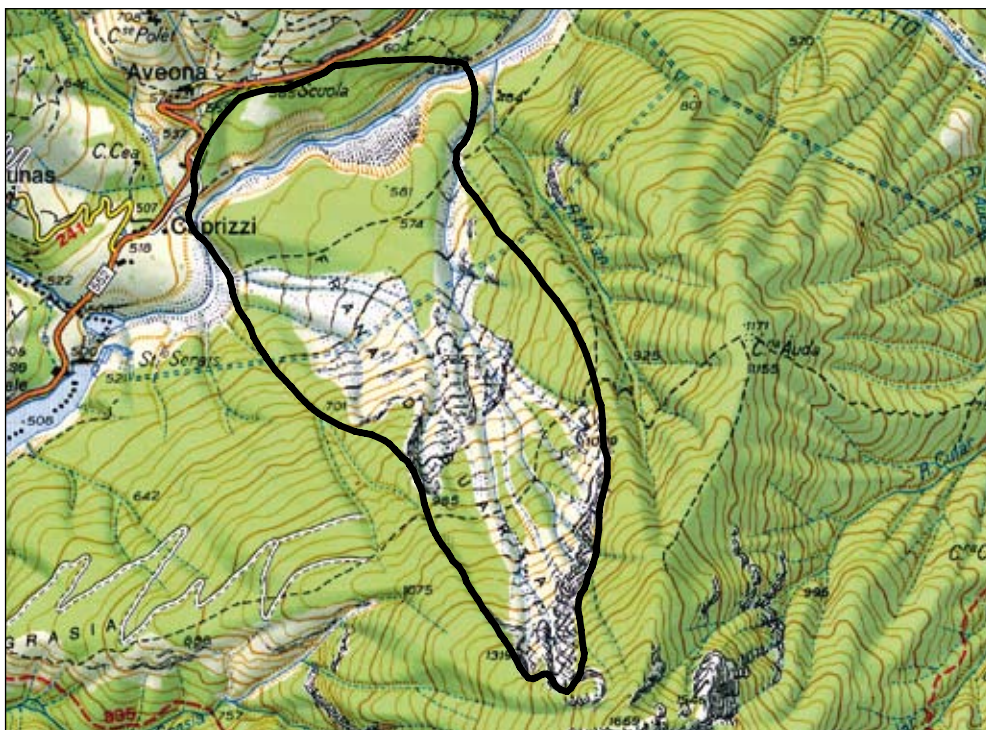
A seconda dello stato di alluvionamento può affiorare a tratti la fascia di cataclasi lungo la struttura che pone a contatto la Dolomia di Forni , in destra idrografica, con la Dolomia Principale, presente in sinistra. Risalito il rio, per circa 300 metri a monte del ponte, si giunge in vista del piano di sovrascorrimento in Dolomia Principale ben esposto per molte decine di metri di lunghezza e qualche metro di altezza in quanto continuamente dilavato dal corso d'acqua.

Il piano di faglia, assimilabile ad un liscione data la sua levigatezza e continuità, è orientato E-W e immerge a Nord, con inclinazione di 50-60°. La Dolomia di Forni al tetto, ben visibile sotto le limpide acque del rio ed affiorante in più punti dell'alveo, è estremamente tettonizzata e cataclasata al contatto ed in prossimità del disturbo tettonico dove descrive una fitta serie di pieghe, con assi sia verticali che ripiegati.

La geometria delle pieghe e dei piani minori associati denotano complessivamente una componente sia compressiva che di trascorrenza dell'unità strutturale sovrascorsa sul piano principale.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., 2006; Carulli G.B., Cozzi A., Longo Salvador G., Pernarcic E., Podda F. & Ponton M., 2000; Ponton M., Carulli G.B., Muscio G. & Podda F., 2002.

Il Rio di Grasia si è impostato sulla Linea Monte Dof-Monte Auda, evidenziando il piano di sovrascorrimento in Dolomia Principale, immergente verso Nord; gli strati scuri della Fm. della Dolomia di Forni, che su di essa si accavallano, sono qui coperti da massi.

Frana di Borta

• **Priuso, Caprizzi,** Socchieve, Udine.
La frana, avvenuta nell'agosto 1692, interessò il fianco settentrionale del Monte Auda e distrusse l'abitato di Borta (Buàrta in lingua friulana). L'accumulo sbarrò l'alveo del Tagliamento provocando in poco tempo la formazione di un esteso bacino lacustre, che andò lentamente riducendosi per la progressiva erosione dello sbarramento sia per l'interramento da parte delle alluvioni.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** l'antica nicchia di frana si osserva in lontananza dalla località Caprizzi (strada provinciale 552 Socchieve-Forcella Monte Rest). Nel fondovalle si osserva, invece, il corpo di frana inciso dal corso del Fiume Tagliamento.

DESCRIZIONE
A cura di Giuseppe Muscio

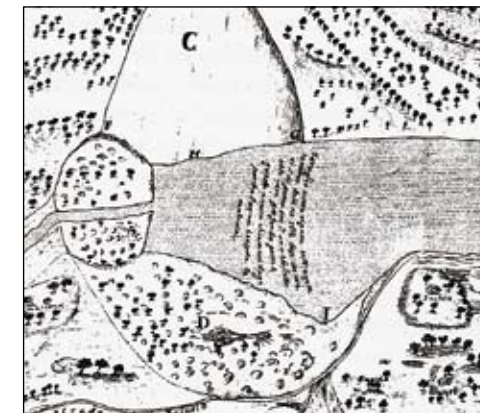
Il sito è ubicato nella valle del Fiume Tagliamento a Sud-Ovest di Socchieve, presso il laghetto di Caprizzi. La frana, verificatasi nell'agosto del 1692, distrusse il paese di Borta provocando la morte di 53 abitanti.

Il materiale franato, il cui volume si valuta fosse circa 80-100 milioni di m^3, risalì lungo il versante opposto formando uno sbarramento che a lungo chiuse questo tratto del Fiume Tagliamento trasformandolo in un lago profondo circa 80 metri e lungo oltre 4 chilometri. Lo stesso si svuotò in circa 100 anni per progressivo sprofondamento della diga naturale.

Dei sedimenti lacustri formatisi non rimangono attualmente che limitati lembi affioranti nei pressi di Caprizzi di poco più di un metro di spessore, alla confluenza del Rio Festiniais con il Fiume Tagliamento, al di sotto delle ghiaie più recenti.

Sul versante Nord del Monte Auda è ancora evidente la grande superficie di distacco lungo piani di strato a franapoggio, la nicchia e, a valle, l'enorme accumulo detritico che risale il versante opposto fino al primo tornante stradale.

Il materiale scivolato a valle è costituito in gran parte da dolomie scure laminate bacinali, mentre il versante è in doloareniti e brecce dolomitiche più compatte: lo scivolamento è avvenuto lungo il piano di contatto fra i due litotipi e fu probabilmente innescato da scosse sismiche verificatesi nei mesi immediatamente precedenti all'agosto 1692.

Bibliografia essenziale: Cavallin A. & Martinis B. 1974; Corsi M., 1969; Podda F., 2000; Ponton M. & Podda F., 1995; Ponton M., Carulli G.B., Muscio G. & Podda F., 2002b.

Nonostante siano passati tre secoli, i segni della frana che interessò le pendici occidentali del Monte Auda sono ancora evidenti.

Disegni del XVIII secolo (Biblioteca V. Joppi, Udine) che ricostruiscono la storia della Frana di Borta.

Forra del Torrente Lumiei

• **Torrente Lumiei,** Ampezzo e Sauris, Udine.
La forra del Torrente Lumiei, nota anche come Sac di Coronis, è una spettacolare incisione impostatasi, molto probabilmente, lungo una discontinuità tettonica perpendicolare alla Linea dell'Alto Tagliamento. Raggiunge la profondità di quasi 130 m, è localmente caratterizzata da ripide pareti distanti tra loro pochi metri ed è scavata, in massima parte, nelle dolomie triassiche (Fm. dello Schlern).
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geologia stratigrafica, idrogeologia.
• **Accessibilità:** lungo la forra corre la vecchia strada che univa Ampezzo e Sauris. L'incisione, seppur non nella sua interezza, può essere osservata anche dalla diga del Lago di Sauris. L'alveo del torrente è facilmente raggiungibile grazie ad un sentiero che inizia nei pressi del ponticello metallico.

DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro

La forra del Torrente Lumiei si sviluppa a valle del bacino artificiale di Sauris. La diga della Maina fu inaugurata nel 1948 nell'ambito del grande impianto idroelettrico del Lumiei-Alto Tagliamento, dando luogo al Lago di Sauris.

L'incisione, impostata molto probabilmente lungo discontinuità di origine tettonica, attraversa le compatte bancate dolomitiche e calcareo dolomitiche ladino-carniche. Dal ponte ad arcata unica sospeso sul Lumiei verso il basso si può osservare il passaggio fra i depositi terrigeni, tra i quali evidenti i livelli di tufi verdi del Ladinico (v. geosito Vulcaniti di Riofreddo) e le dolomie. La formazione dolomitica si presenta profondamente incisa ed è interessata da una fitta serie di faglie subverticali ad andamento Nord-Sud.

Il luogo è senza dubbio tra i più selvaggi e suggestivi delle vallate della Carnia ed il suo interesse non è soltanto di ordine paesaggistico e ambientale, ma anche storico-culturale. Fino agli anni '30, infatti, su un piccolo ponte in legno, detto Pedanca del Buso, posto in corrispondenza di uno dei punti in cui le pareti della forra maggiormente si avvicinano, passava il sentiero che conduceva da Ampezzo a Sauris. È stato abbandonato dopo la realizzazione della rotabile e oggi, al posto della antica Pedanca del Buso, c'è un ponticello metallico che permette di dominare la forra dall'alto e di accedere ad un sentiero che scende fino al greto del torrente e all'interno della forra stessa.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B. & Ponton M., 2002a; Carulli G.B., Longo Salvador G., Pistolato M. & Rampazzo G., 1993; Pecile I. & Tubaro S., 2008.

Le ripide pareti dolomitiche modellate dalle acque del Torrente Lumiei.

La profonda incisione nelle rocce triassiche dal ponte che attraversa la forra.

Forra del Torrente Vinadia

• **Torrente Vinadia,** Lauco, Villa Santina e Tolmezzo, Udine.
La forra rappresenta uno dei più notevoli esempi di erosione fluviale di tutte le Alpi: si sviluppa per circa 5 km di cui 3,5 scorrono in uno spettacolare orrido le cui pareti, alte quasi 200 metri, sono in alcuni tratti talmente ravvicinate da non consentire alla luce di penetrare il canyon.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia.
• **Accessibilità:** il tratto terminale della forra è facilmente raggiungibile a pochi minuti dalla Strada Statale Carnica. Nella parte a monte presso Vinaio è stato attrezzato un percorso a scopo turistico-didattico.

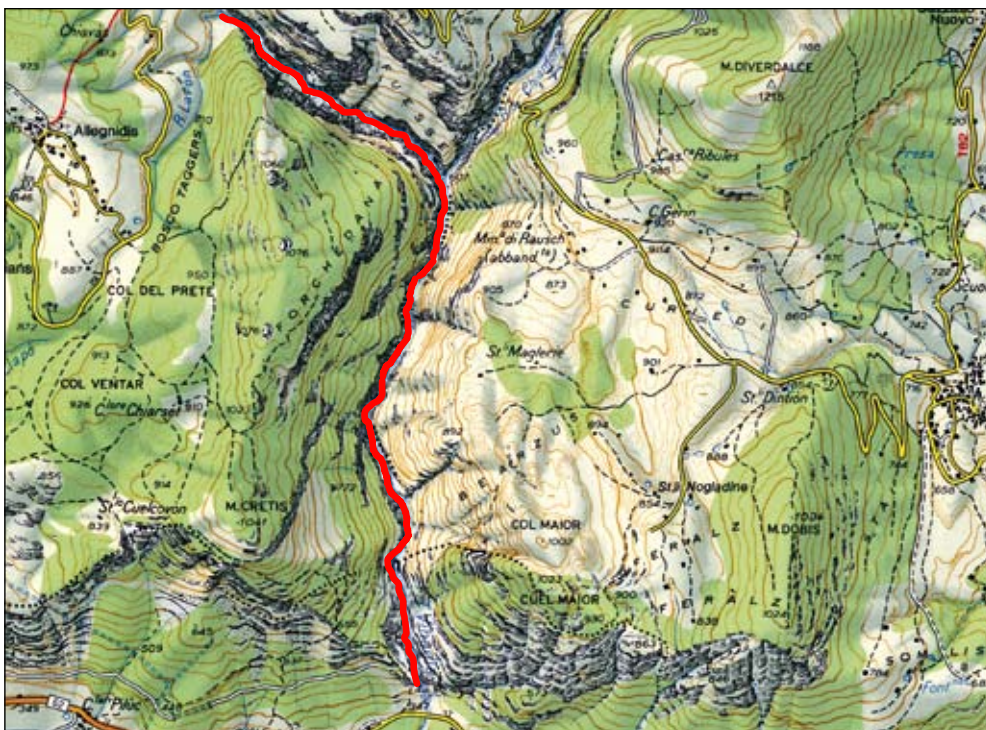
DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi e Santo Gerdol

In sinistra del Fiume Tagliamento, fra Villa Santina e Tolmezzo, si apre la profonda forra del Torrente Vinadia, il cui bacino si apre sui contrafforti meridionali del Monte Arvenis, probabilmente un tempo sede di una trasfluenza glaciale. Il torrente è formato da tre corsi d'acqua (Picchions, Chiantone e Vinadia) che confluendo sotto gli abitati di Vinaio e Buttea creano tre profonde e caratteristiche forre.

Anche l'asta del Rio Picchions nel tratto terminale prima della confluenza con il Vinadia si presenta particolarmente incassata. A valle della confluenza del Rio Chiantone, a causa di una derivazione per scopi idroelettrici, le portate idriche calano bruscamente. Proprio questo tratto è quello ove si manifesta più eclatante l'evoluzione del reticolo idrografico, con il rapido approfondimento dell'alveo attraverso una strettissima gola. La forra si approfondisce in massima parte nei livelli delle dolomie e calcari dolomitici della Fm. della Dolomia dello Schlern (Triassico medio-sup.). Si tratta di rocce carbonatiche di piattaforma con stratificazione da massiccia a indistinta. Solo in una limitata porzione, immediatamente a valle di Vinaio, l'alveo incide i calcari scuri ben stratificati alternati alle marne in strati sottili del Triassico sup.

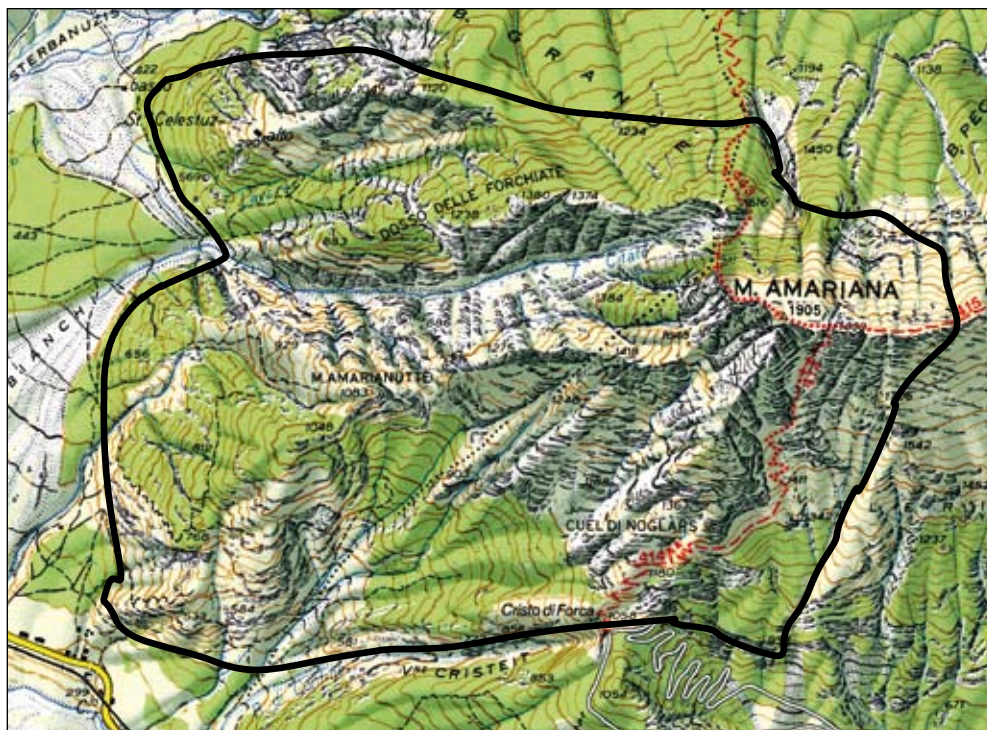
Le pareti del canyon si presentano spesso ben levigate dall'azione erosiva fluviale. Sono presenti, diffuse e ben rappresentate, le tipiche morfologie fluvio-torrentizie: cascate e salti, pozze e meandri in roccia, marmitte e sottoescavazioni stanno ad indicare l'evoluzione del reticolo idrografico con il progressivo abbassamento della quota di base.

Nel tratto a monte, in corrispondenza del punto in cui il Rio Picchions si congiunge con il Vinadia, si trova un torrione isolato di notevoli dimensioni, in parte crollato in tempi recenti, chiamato dalla gente del luogo "Tor di Meni dal'Ors". Morfologicamente interessante è anche l'altopiano di Vinaio e Lauco, antico terrazzo glaciale.

Bibliografia essenziale: Biondi M., Cacace F. & Schenone R., 2000; Gortani M., 1935; Marinelli O., 1922; Pecile I. & Tubaro S., 2008.

Cascata lungo il Torrente Picchions poco a monte delle confluenza con il Torrente Vinadia.

L'arco naturale formato dal parziale distacco di un torrione della parete rocciosa.

Piega del Monte Amariana

• **Monte Amariana,** Tolmezzo, Udine.
Il Monte Amariana sovrasta Tolmezzo, capoluogo della Carnia. È un ripido rilievo che, visto da una prospettiva occidentale, appare come una sorta di piramide carbonatica di quasi duemila metri di altezza, affacciata sull'ampia Valle del Tagliamento. Dai locali è chiamato "La Mariane" (La Marianna), in un gergo che indirettamente sottolinea il rapporto di familiarità che li lega a un elemento del paesaggio. Si impone all'attenzione per l'indubbia valenza estetica e, non ultimo, per il suo peculiare significato geologico. Nel complesso rappresenta un'enorme piega, vergente a Nord, generata circa 10-15 milioni di anni fa dalle compressioni alpine.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia strutturale, geologia stratigrafica, geomorfologia.
• **Accessibilità:** è dal Ponte Avons sul Tagliamento, lungo la strada per Verzegnis, che si apre la prospettiva migliore. Solo dopo conviene procedere incontro al Monte Amariana, risalendo la strada che conduce a Illegio. Per giungere in cima da Amaro si arriva in macchina fino a Cristo di Forca. Da lì in 2 ore e mezzo lungo il sentiero CAI n. 414 si è in vetta.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

Il rilievo piramidale del Monte Amariana (1905 m) si innalza nel punto di confluenza tra la Valle del Fella e quella del Tagliamento, fra Amaro e Tolmezzo. L'essenza di questa particolare montagna carnica si rivela da un punto ben preciso del fondovalle che, meglio di ogni altro, ne valorizza i caratteri.

Dal Ponte Avons il profilo triangolare del rilievo stratificato si staglia in solitaria contro il cielo. Più in basso, intorno alla parete rocciosa priva di vegetazione, una serie di colli in parte boscati, ne attenua l'impressione di invalicabilità. La differenza tra l'aspra morfologia del rilievo principale e quella, decisamente arrotondata, dei colli satelliti, suggerisce che la parte superiore del monte emergeva dai ghiacci würmiani.

Così come accadeva per i limitrofi Monte Sernio, Col Gentile e Monte San Simeone, che durante le fasi di massima espansione glaciale erano, assieme alla vetta del Monte Amariana, silenziose isole rocciose lambite e avvolte dalle lingue glaciali carniche. Alla sua base occidentale prende forma e si allarga il conoide di deiezione dei Rivoli Bianchi (v. geosito Conoide di deiezione dei Rivoli Bianchi di Tolmezzo). La peculiarità di questo sito consiste nell'assetto geometrico del massiccio stratificato. Il dato più appariscente è costituito dalla generalizzata inclinazione verso Sud (60°) della fitta stratificazione che costituisce l'essenza stessa del Monte Amariana. Sono per gran parte strati dolomitici di età norica (Triassico sup.) appartenenti all'unità chiamata Dolomia Principale. A questi si aggiunge un esiguo spessore di Calcare di Dachstein, di età retica (Triassico sup.), seguìto verso meridione da una sottile porzione di Calcari Grigi di età giurassica inferiore, interrotti da una faglia, la Linea di Posselie.

Spostandosi dal Ponte Avons verso Illegio e sostando infine di fronte al Conoide dei Rivoli Bianchi con alle spalle i prati e la parete della "Palestra di roccia", si nota che i rilievi minori, pro-

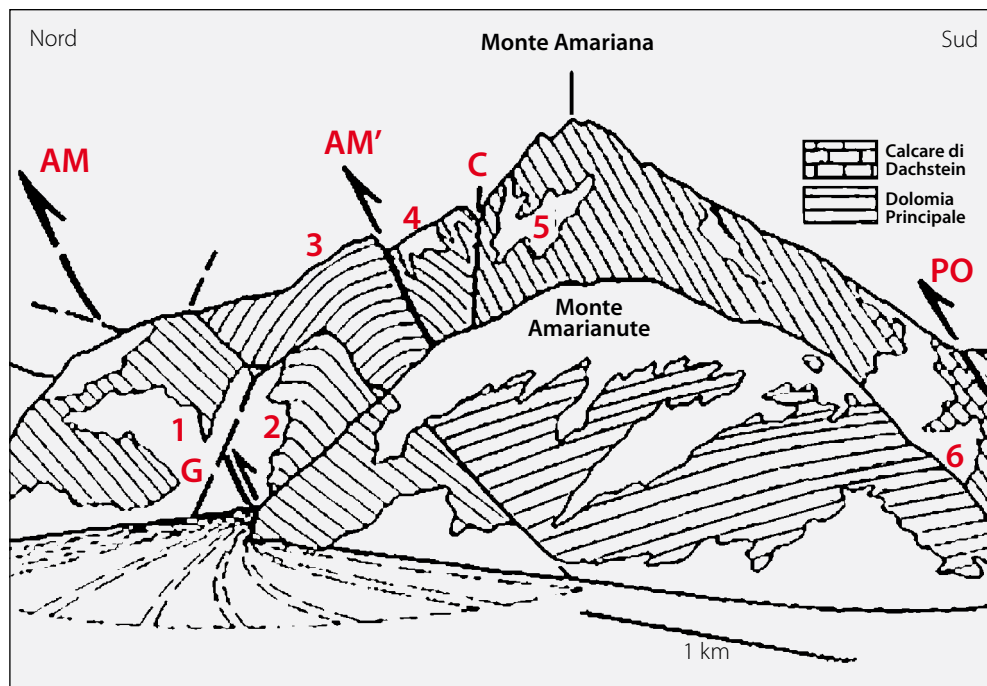
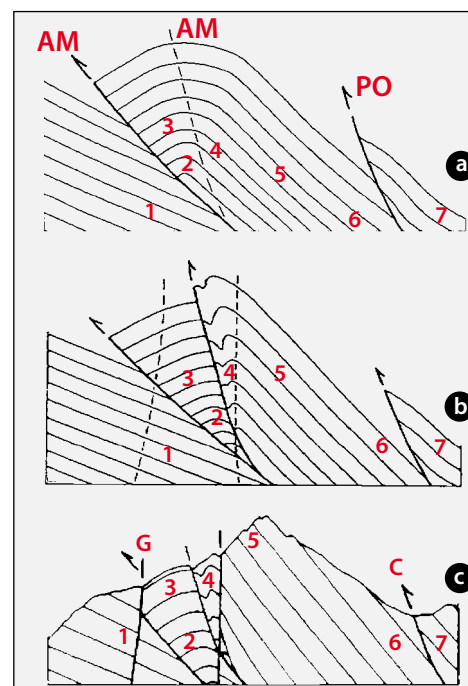
Il rilievo piramidale del Monte Amariana in apparenza sembra capace di trasmettere suggestioni legate esclusivamente alle proprie morfologie scoscese e selvagge. Invece racchiude inaspettate affascinanti informazioni capaci di farci meravigliare.

secuzione sinistra della cima del monte, sono sì stratificati ma anche decisamente "ricurvi", a simulare una grande piega un tempo (alcuni milioni di anni fa) sicuramente ancora continua e ben percepibile.

La piega, in origine, si situava al culmine dei ripidi strati inclinati del versante Sud del Monte Amariana. Oggi non è più così immediato percepirla - se non per il geologo - dato che un sistema di faglie verticali tardive l'ha smembrata in lembi mossi e traslati uno rispetto all'altro.

Tra le faglie verticali la più importante è quella del Torrente Citate. La fascia fratturata prodotta dal movimento di questa faglia a spese delle fragili rocce dolomitiche funge, da quasi 20.000 anni, da serbatoio di rifornimento del poderoso conoide dei Rivoli Bianchi (v. geosito Conoide di deiezione dei Rivoli Bianchi di Tolmezzo).

Mettendo al proprio posto i vari pezzi del gigantesco puzzle geologico, ricompare sotto forma di gigantesca S la grande piega asimmetrica del Monte Amariana, generatasi 10-15 milioni di anni fa. La particolarità di questa struttura è data dalla sua vergenza (il senso di trasporto relativo subìto dalla successione rocciosa). La quasi totalità delle grandi pieghe della catena alpina friulana verge a Sud (v. geosito Deformazioni del Monte San Simeone). Questa del Monte Amariana, al contrario, verge a Nord. È in sintonia con l'assetto "retrovergente" di un fascio di pieghe che da Tolmezzo si estende verso la Val Resia (v. geosito Retroscorrimento della Val Resia).

Il rilievo del Monte Amariana visto da Sud.

Schema geologico del Monte Amariana, una successione stratificata, in origine continua e indisturbata, oggi smembrata in blocchi (1-6) separati da faglie: le principali sono gli scorrimenti AM-AM' (Linee del Monte Amariana), e PO (Linea di Posselie), inclinati tutti verso Sud.

Sottraendo, una dopo l'altra, le deformazioni più recenti, resta la grande piega anticlinale poggiata sulla Linea del M. Amariana.

Bibliografia essenziale: Bressan G., Snidarcic F. & Venturini C., 1998; Bressan G., Bragato P.L. & Venturini C., 2003; Carulli G.B. & Ponton M., 1993; 1998a; 2002; Carulli G.B., Frascari F. & Semenza E., 1982; Carulli G.B. (a cura di), 2000; Venturini C. & Carulli G.B., 2003.

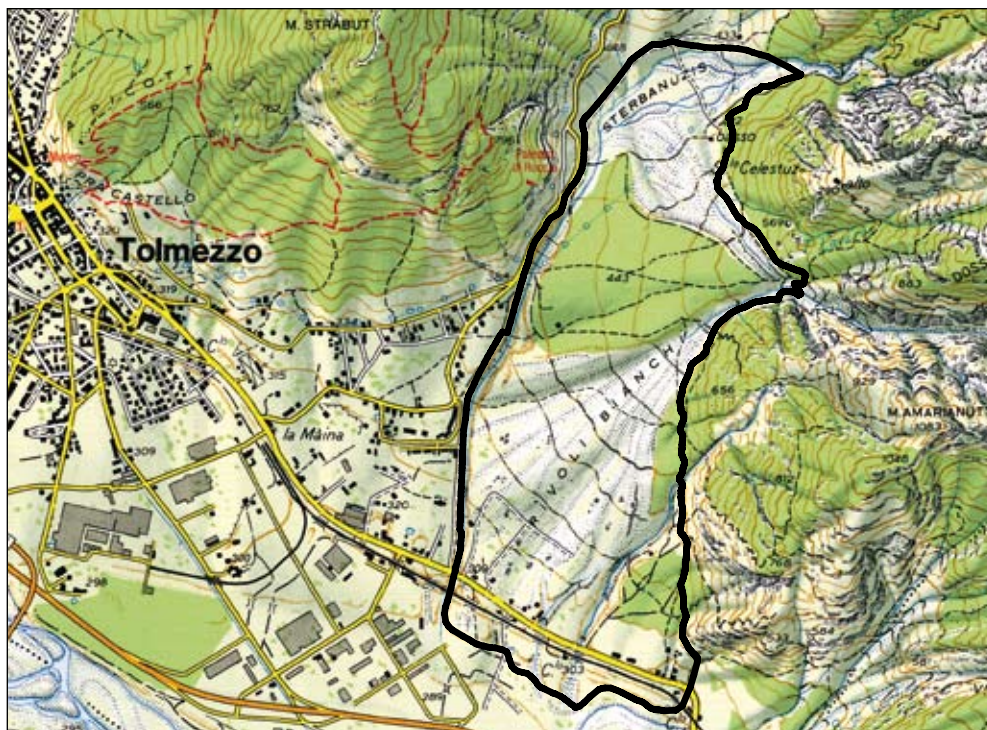
Conoide di deiezione dei Rivoli Bianchi di Tolmezzo

• **Rivoli Bianchi,** Amaro e Tolmezzo, Udine.

La periferia meridionale di Tolmezzo, capoluogo della Carnia, è lambita dall'ampio ventaglio detritico dei Rivoli Bianchi, un conoide di deiezione favorito dal disfacimento del Monte Amariana. Tra i conoidi attivi in Europa quello dei Rivoli Bianchi è tra i più estesi. Il limite areale del geosito si riferisce alla zona del vasto conoide, dove la morfologia presenta ancora una buona naturalità. L'antropizzazione è quasi assente, nonostante sia adiacente a un contesto densamente urbanizzato.

• **Grado d'interesse:** sovranazionale.

• **Interesse scientifico:** geomorfologia.

• **Accessibilità:** è attraversato da numerosi sentieri che ne risalgono radialmente la superficie. La via più breve e diretta per eventualmente raggiungere l'apice del conoide, corrispondente all'imbocco della gola rocciosa del Torrente Citate, alimentatore del ventaglio detritico, è la carrareccia-sentiero che parte di fronte alla "Palestra di Roccia" del Monte Strabut. Quest'ultima località è invece raggiungibile in macchina percorrendo la strada comunale Tolmezzo-Illegio.

DESCRIZIONE

A cura di Corrado Venturini

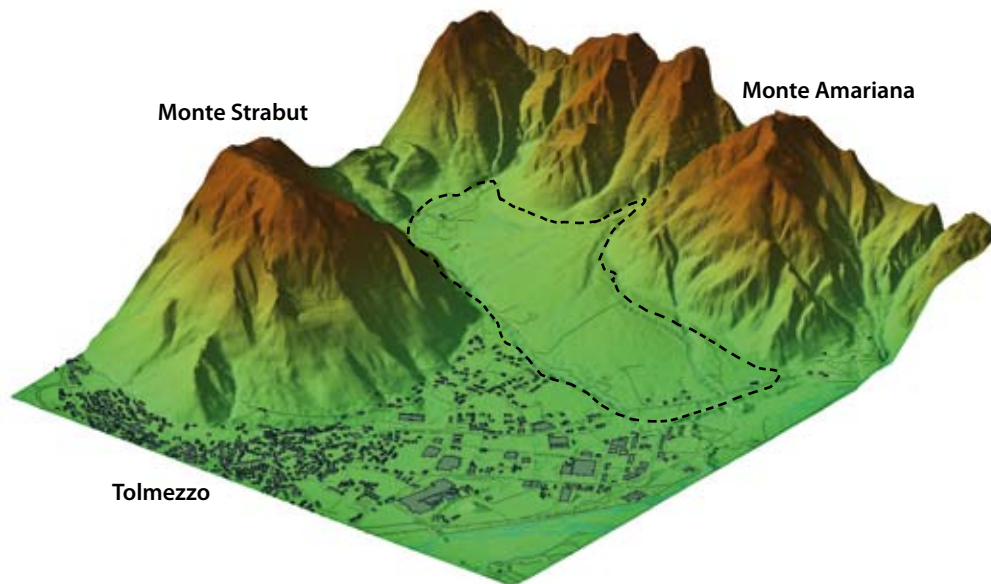
Si definisce conoide di deiezione un deposito torrentizio caratterizzato sia dalla tipica forma convessa, che ricorda in pianta quella di un ventaglio, sia dal caratteristico processo di trasporto e deposizione dei detriti. Questo, nel conoide di deiezione, è regolato da alternanza di flussi in massa (mobilizzazione di detriti senza selezione) e di flussi trattivi, che al contrario dei primi selezionano il sedimento trascinandolo sul fondo e in sospensione.

Il Conoide dei Rivoli Bianchi ha un raggio compreso tra 1 km, in direzione del Monte Strabut, e 2 km verso il Tagliamento. Si estende su una superficie di oltre 2 km^2. Il suo perimetro frontale, misurato al margine esterno di quella che sempre è definita come "l'unghia del conoide", supera i 3 km. Tra l'apice del conoide, situato a quota 520 m, e il suo perimetro esterno corre un dislivello massimo di oltre 200 m.

I detriti che formano questo poderoso accumulo provengono dal disfacimento del nucleo centrale del Monte Amariana (v. geosito Piega del Monte Amariana), formato da sedimenti carbonatici di età triassica sup. (Dolomia Principale). La natura dolomitica del rilievo, con rocce dotate di elevata fragilità, ne ha favorito l'intensa fratturazione, prodotta durante i parossismi orogenetici alpini.

Il massiccio, pervaso da fitti sistemi di fratture, è collocato in un'area ad elevata sismicità che causa ricorrenti crolli e cedimenti. Tutto questo concorre a rifornire di detriti il ripido e scosceso solco del Torrente Citate la cui stretta gola ricalca l'omonima faglia sub-verticale. Gli apporti solidi che hanno alimentato il Conoide dei Rivoli Bianchi ne hanno favorito la progradazione (avanzamento) e l'aggradazione (aumento di spessore), attivi da quasi 18.000 anni.

Lo sviluppo del conoide iniziò con la fase di rialzo termico che al termine dell'ultima delle fasi glaciali würmiane alpine, determinò il ritiro della coltre glaciale tilaventina.

Il conoide dei Rivoli Bianchi, ripreso dalla strada che porta a Illegio. Le porzioni più chiare sono quelle che oggi registrano il transito dei deflussi del Rio Citate che alimenta il conoide. Le parti più scure, poco vegetate, da alcuni decenni sono prive di transiti torrentizi.

La ricostruzione mostra la forma perfetta di questo conoide. Fra quelli attivi è considerato tra i più estesi d'Europa. La modellizzazione tridimensionale mette anche in evidenza i tracciati dei solchi torrentizi che hanno inciso la porzione meridionale del conoide. Fino alla metà del secolo scorso erano ancora molto attivi nel trasporto e distribuzione dei detriti torrentizi.

L'immagine evidenzia gli effetti di una colata detritica (in primo piano sulla destra) che, soffocando la vegetazione più bassa e ammantando i tronchi dei pini, si è appoggiata lateralmente ad altre colate (sulla sinistra) di poco precedenti.

In lontananza biancheggiano le ghiaie dei Rivoli Bianchi di Tolmezzo. È una foto degli anni '20. Oggi quel settore del conoide, non più attivo, è stato coperto da una rada vegetazione.

Il muro in calcestruzzo, realizzato negli anni '80 nella porzione apicale del conoide, ha deviato verso NW l'intero apporto detritico che, prima dell'intervento, si distribuiva anche verso SW.

La grande lingua glaciale alpina orientale, il cui ridimensionamento andava scoprendo zone sempre più estese del settore carnico, fu rapidamente sostituita dal reticolo idrografico che impresse al territorio i propri effetti erosivi e deposizionali.

Il ridotto bacino idrografico del Torrente Citate agisce dunque senza soluzione di continuità da quasi 20.000 anni come nastro trasportatore dei frammenti rocciosi, grandi e piccoli, rilasciati dalle scoscese pareti del Monte Amariana lungo la ferita, mai cicatrizzata, della omonima faglia verticale (Faglia del Torrente Citate).

La pendenza del torrente è mediamente del 13% (circa 10°) ma si incrementa fino al 17% nel suo tratto apicale.

Non è tanto il valore medio di piovosità annua a determinare la mobilizzazione e il trasporto dei detriti accumulati per crollo nella parte alta del torrente, quanto l'intensità della pioggia nell'unità di tempo. Questo perché il Conoide dei Rivoli Bianchi attinge i propri sedimenti da serbatoi molto porosi di detriti grossolani. Sono quelli che costantemente si accumulano alla base delle pareti fratturate del Torrente Citate.

Un afflusso di pioggia medio o addirittura scarso è facilmente assorbito dal volume dei pori presente tra un frammento e l'altro. Al contrario, in occasione di forti temporali la quantità d'acqua che cade bilancia e spesso supera quella che si infiltra nel deposito sciolto, determinandone la mobilizzazione.

Sedimento e acqua allora si sposteranno in massa lungo la superficie inclinata del conoide, con il carico solido sostenuto e alleggerito dalla controspinta idraulica.

Solo quando il flusso che si sposta lungo il conoide comincia ad allargarsi la colata di frammenti frena la propria corsa abbandonando il proprio carico solido. La diminuzione dello spessore del flusso ha ridotto, sull'unità di superficie, la quantità d'acqua presente che in tal modo ha finito per essere assorbita dalla stessa massa porosa sulla quale scorreva.

Si ritiene che in tempi precedenti all'epoca storica la crescita del conoide sia stata molto più rapida di quella recente. Specialmente durante la fase iniziale di formazione quando, a motivo di oscillazioni climatiche ancora sensibili (fase tardo-glaciale), l'instabilità atmosferica favoriva frequenti, abbondanti e concentrate piogge.

L'evoluzione recente del Conoide dei Rivoli Bianchi può essere percepita confrontando il suo aspetto attuale con le fotografie e le cartografie del secolo precedente. Negli anni '20 il Torrente Citate spagliava ancora gran parte dei propri detriti lungo il fianco meridionale del ventaglio. Nella seconda metà del secolo scorso quella stessa porzione fu disattivata e l'accumulo delle alluvioni fu relegato al solo settore settentrionale.

Attualmente l'intero apparato può considerarsi regimato, seppure sempre attivo, grazie a un argine spondale nella parte apicale del conoide. L'intervento ha avuto l'effetto di convogliare le acque superficiali (presenti solo durante i periodici ed effimeri flussi stagionali) nel settore settentrionale del conoide, lontano dalla viabilità ordinaria.

Bibliografia essenziale: Bonicelli G., 1928; Carulli G.B. & Ponton M., 2002a; Gortani M., 1906a; Venturini C., 2006.

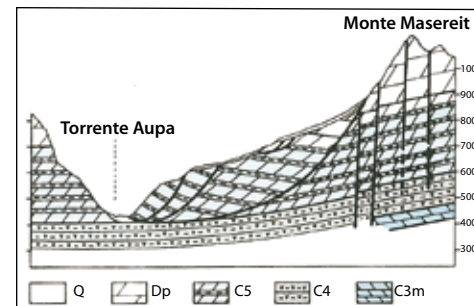
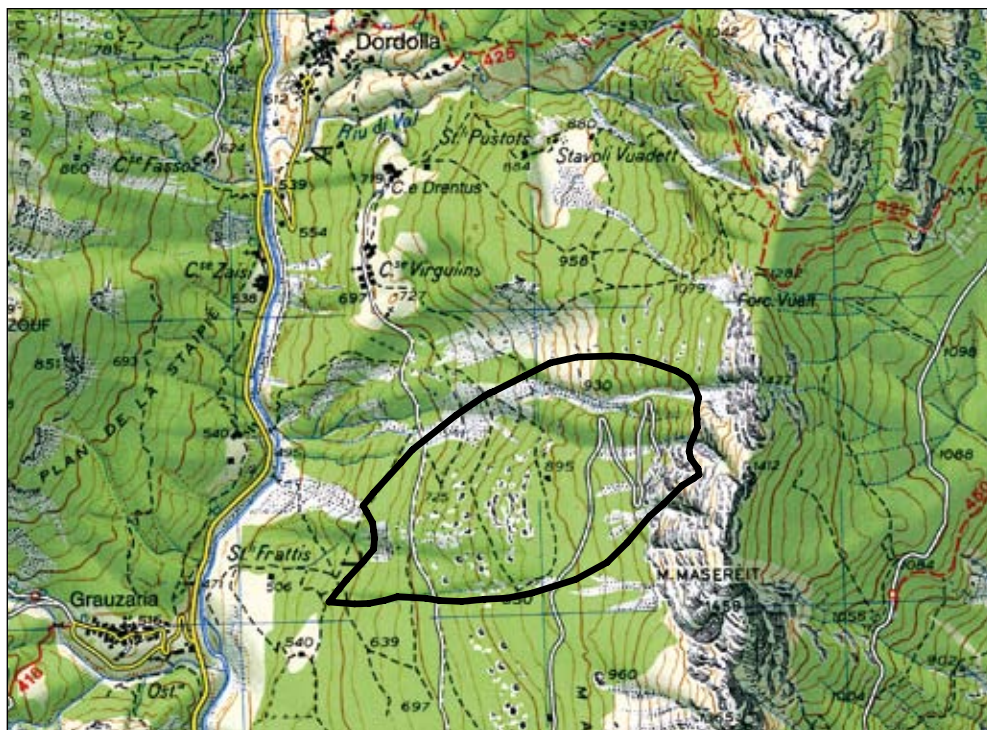
Frana del Monte Masereit

• **Val d'Aupa,** Moggio Udinese, Udine.
La frana (versante occidentale del Monte Masereit) rappresenta un complesso scivolamento rotazionale di una grande massa rocciosa appartenente alla Fm. del Monticello.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geologia strutturale, geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** è visibile dal fondovalle, in particolare lungo la strada che risale da Moggio Udinese, all'altezza del ponte per Ovedasso. Per accedere alle falde del Monte Masereit è possibile percorre una carrareccia che segue in quota la Val Aupa.

DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro

La frana ha interessato il versante occidentale del Monte Masereit (1458 m), in sinistra della Val d'Aupa. Si tratta di un complesso scivolamento rotazionale di una grande massa rocciosa appartenente alla Fm. del Monticello. La massa è suddivisa in ulteriori corpi di varie dimensioni da piani di rottura secondari, anch'essi rotazionali. Particolarmente evidente è la rotazione nelle scaglie affioranti nella parte sud-orientale, attorno alle quote di 700-750 metri. La massa appare molto fratturata nella parte frontale e nel suo settore settentrionale, mentre la rimanente lo è in misura minore. La parte inferiore del piano di rottura è con grande probabilità sviluppata al contatto con un livello ricco di gessi.

Nella scarpata a monte affiora in alto la Dolomia Principale, interessata da varie fratture più o meno parallele alla scarpata stessa. Il fenomeno appare attivo su tutto il fronte, in particolare all'altezza di Grauzaria, dove si notano alcune depressioni dovute a movimenti recenti e una intensa attività erosiva al piede, in corrispondenza della deviazione subita dal Torrente Aupa.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., Frizzo P., Longo Salvador G., Semenza E., Bianchin G., Mantovani F., Mezzacasa G., 1987; Carulli G. B., Longo Salvador G., Ponton M. & Venturini C., 2002a.

Schema geologico (da Società Geologica Italiana, 2002). Q: dep. quaternari; DP: Dolomia Principale; C5: Fm. di Monticello; C4: dolomie cariate e gessi; C3m: Orizzonte di Dordolla.

Il fondovalle del Torrente Aupa e, sulla destra, la cima del Monte Masareit: è evidente l'accumulo legato allo scivolamento di una grande massa rocciosa.

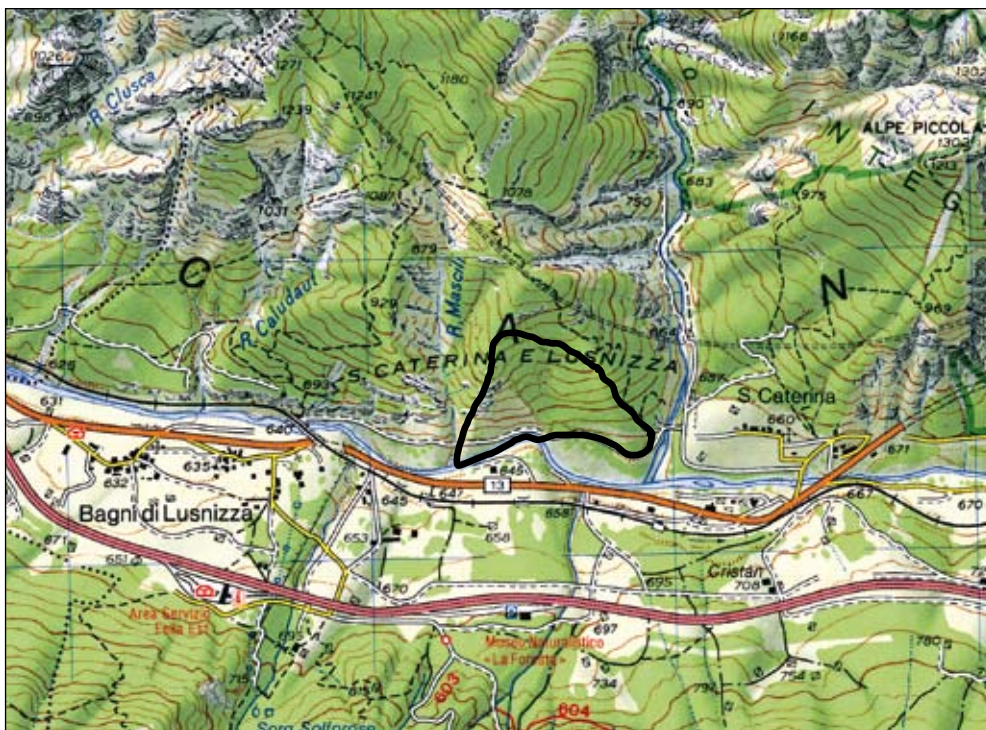
Linea Fella-Sava

• **Bagni di Lusnizza,** Malborghetto-Valbruna, Udine.

La struttura geologica delle Alpi meridionali è contraddistinta da una serie di catene con andamento Est-Ovest separate da valli, con il medesimo orientamento, che coincidono con linee tettoniche, nella maggior parte dei casi sovrascorrimenti. Spesso il riconoscimento di una linea tettonica non è immediato ed implica una dettagliata conoscenza della stratigrafia delle rocce che affiorano lungo i due lembi della dislocazione. In altri casi, come quello della Linea Fella-Sava in località Santa Caterina, ci sono evidenze morfologiche chiare ed evidenti anche per una persona non esperta in geologia, visibili comodamente dalla Strada Statale.

• **Grado d'interesse:** regionale.

• **Interesse scientifico:** geologia strutturale, geologia stratigrafica, geomorfologia.

• **Accessibilità:** vista l'estensione è chiaramente osservabile dal fondovalle in quanto costituisce la fascia basale dei versanti insistente sul Fiume Fella in destra orografica.

DESCRIZIONE

A cura di Furio Finocchiaro

La Linea Pradulina-alta Fella-alta Sava, poi semplificata in Linea Fella-Sava è, secondo Selli (1963), "un enorme elemento strutturale ad andamento E-W, con piano fortemente inclinato verso Sud e accompagnato da vari altri motivi accessori. In generale mette a contatto la Formazione a Bellerophon con lo Schlern settentrionale".

Secondo Venturini (1990) essa "avrebbe il ruolo di retroscorrimento (alla pari della Linea di Resia che a scala minore ne replica il significato dinamico) rispetto alla fascia di thrust frontali guidati dal Sovrascorrimento Periadriatico". Indicatori cinematici ed anomalie morfologiche congruenti indicano un'attività recente di trascorrenza destra.

Al di là delle geometrie reimpostate in fase neo-alpina e delle faglie di trasferimento che ne interrompono la continuità, ne risulta un quadro generale di riattivazione di importanti linee distensive tardo-erciniche invertite come compressive in età alpina. Alcune di esse sono ben affioranti, altre sono mascherate da sovraimposte strutture più epidermiche corrispondenti a retroscorrimenti.

La situazione ricorda molto da vicino quella definita dalla più occidentale Linea della Valsugana di cui la Fella-Sava rappresenterebbe la naturale prosecuzione verso oriente, nell'area carnica. Immediatamente a Sud della Linea Fella-Sava (nonché delle linee della Val Pesarina, di Comeglians-Ravascletto e del Torrente Pontaiba-Villamezzo), quasi ovunque ha inizio la successione stratigrafica post-ercinica. Infatti, la base dei rilievi meridionali è evidenziata dalle rosse successioni permiane della Arenaria di Val Gardena o dalle unità evaporitiche della Fm. a Bellerophon.

Lungo la valle del Fella, tra Bagni di Lusnizza e Santa Caterina, in riva destra del fiume è molto evidente un'ampia fascia cataclastica, alta parecchie decine di metri. È l'effetto morfologico della linea Fella-Sava sui litotipi della Dolomia dello Schlern. Lungo il versante opposto, incisi dal Rio dello Zolfo, affiorano invece i calcari neri della Fm. a Bellerophon. Più a oriente la linea tettonica corre in posizione più meridionale, isolando il rilievo del Monte Nebria.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., 2000a; Frascari F. & Vai G.B., 1981; Selli R., 1963a; 1963b; Venturini C., 1981; 1990d; 2006.

L'ampia fascia cataclastica, connessa all'azione della Linea Fella-Sava sui litotipi della Dolomia dello Schlern.

Il Monte Nebria fra Valle del Fella a sinistra e Sella Nebria a destra, lungo la quale passa la Linea Fella-Sava.

Forra dei Torrenti Alba e Intralba

• **Val Alba, Ovedasso,** Moggio Udinese, Udine.
Con la denominazione vengono indicate le forre del Rio Alba (affluente di destra del Fiume Fella) e del suo tributario Intralba poste all'interno della Riserva Naturale Regionale della Val Alba. Istituita nel 2006, questa riserva è la più estesa tra quelle presenti in Regione.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia.
• **Accessibilità:** è relativamente agevole limitatamente alla parte terminale della forra prima della confluenza con il Fiume Fella. In condizioni di portata del corso d'acqua normali, la forra può essere risalita a piedi per circa un chilometro.

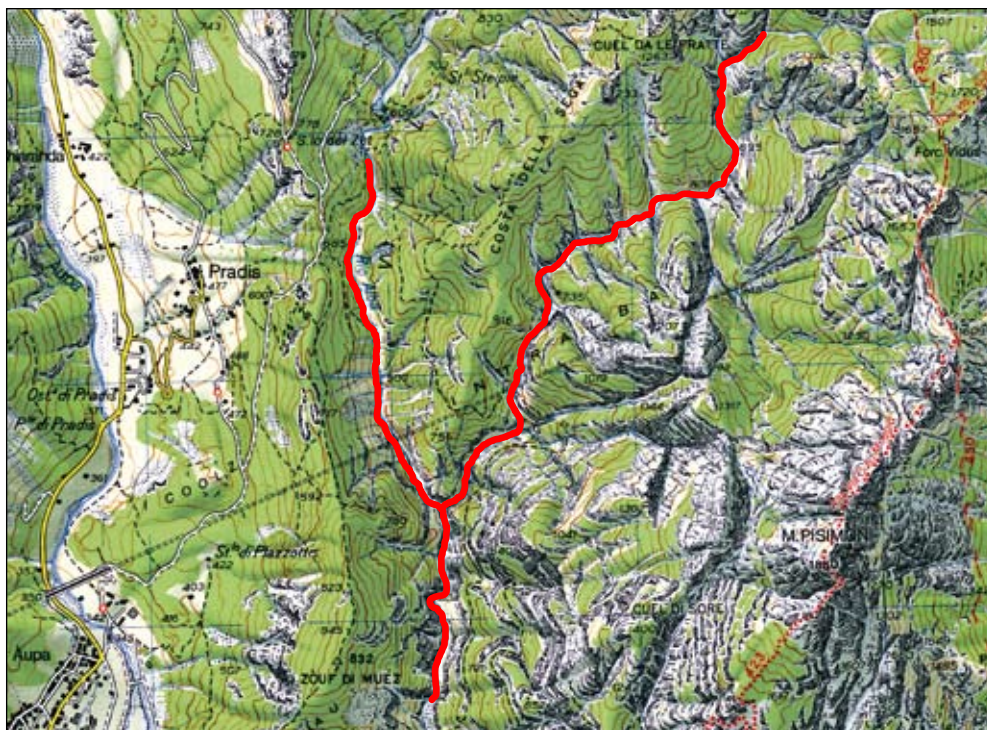
DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol e Billy Figus

I bacini del Rio Alba, del suo affluente Intralba e del parallelo Rio Simon attraversano da Nord a Sud la Riserva Naturale in un territorio integro e selvaggio, disabitato, ricco di acque correnti, creste rocciose e, soprattutto nella parte superiore del bacino, di evidenze geologiche diverse che testimoniano l'antica attività glaciale.

Il tratto in forra lungo l'asta principale inizia a NE dell'abitato di Pradis (quota 600 m), mentre lungo il suo tributario inizia poco a valle di Casera Crostis (quota 1310 m). Lo sviluppo in forra del Torrente Alba è di circa 3,5 km, mentre maggiore è quello dell'affluente Intralba (altri 4 km a monte della confluenza).

Le gole sono scavate nelle rocce della Fm. della Dolomia Principale del Norico e in parte nella sottostante Fm. del Monticello. Questa formazione è costituita da dolomie micritiche grigie e grigio scure, talora nere e laminate in strati decimetrici. Ad esse si intercalano più sottili livelli pelitici bituminosi nero verdastri. Qualche centinaia di metri dallo sbocco del Rio Alba nel Fiume Fella, in destra idrografica, è particolarmente evidente il passaggio tra il tetto della Fm. delle Dolomie cariate del Carnico e la base delle dolomie stratificate della Fm. del Monticello.

Si osservano tratti meandriformi, pozze, cascate con salti di diverse decine di metri, sottoescavazioni, marmitte di erosione distribuite a quote differenti, ad indicare l'evoluzione del reticolo idrografico.

La parte settentrionale del bacino del Rio Alba a monte della forra, in corrispondenza della conca di Vualt, presenta una tipica morfologia glaciale con un anfiteatro largo qualche chilometro, delimitato dai versanti dei Monti Vualt e Masareit a Ovest, Cjavals e Zuc del Bor a Est. Le pareti sono piuttosto ripide alle quote più elevate, con pendenza che diminuisce progressivamente verso la conca, attenuandosi sensibilmente secondo forme tipiche derivanti dall'esarazione di fondo delle masse glaciali.

La forra del Rio Alba: l'incisione della gola nei calcari dolomitici ben stratificati, appartenenti alla Fm. della Dolomia Principale (Triassico sup., Norico).

L'imbocco della forra, poco a monte della confluenza con il Fiume Fella.

Evidenti pieghe intraformazionali nelle dolomie stratificate della Fm. del Monticello (Norico) a contatto con le Dolomie cariate del Carnico.

Secondo Desio (1926), durante il Würmiano un troncone del ghiacciaio dell'Aupa debordava da Forcella Vualt verso il bacino del Rio Alba, formando un ulteriore bacino glaciale separato da quello principale dalla cresta del Monte Masareit. Dopo aver ricevuto alimentazione dalle locali limitate vedrette dei Monti Cjavals e Zuc del Bor, il "nuovo" ghiacciaio defluiva a Sud, verso valle, parallelo ma distinto rispetto a quello principale.

La Val Alba consente, inoltre, la documentazione storica della rapidità dei processi morfogenetici che possono modificare con estrema velocità l'aspetto di un territorio.

Olinto Marinelli (1909) ha dettagliatamente documentato l'evoluzione di un lago che, all'imbocco della Val Alba, si era formato in seguito ad una frana avvenuta il 20 ottobre 1896. Si era trattato del crollo di un accumulo detritico che aveva ostruito completamente l'alveo: si era immediatamente originato un bacino lacustre lungo circa 200 m che, dopo poco tempo, era riuscito ad aprirsi uno sbocco a valle, incidendo i depositi di sbarramento. Il bacino lacustre a questo punto si era stabilizzato, pur con un continuo riempimento, permanendo fino perlomeno al 1904.

Il lago fomatosi in seguito ad una piccola frana all'imbocco della Val Alba, fotografato il 31 luglio 1902 da Olinto Marinelli (da Marinelli, 1909).

Nel 1905 Marinelli trova l'alveo ingombro di sedimenti, anche limosi, ma senza più alcuna traccia del bacino lacustre.

Bibliografia essenziale: Biondi M., Cacace F. & Schenone R., 2000; Carulli G.B., Frizzo P., Longo Salvador G., Semenza E., Bianchin G., Mantovani F. & Mezzacasa G., 1987; Desio A., 1926; Marinelli O., 1909; Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia - Direzione Centrale Risorse Agricole, 2007.

Spartiacque di Camporosso

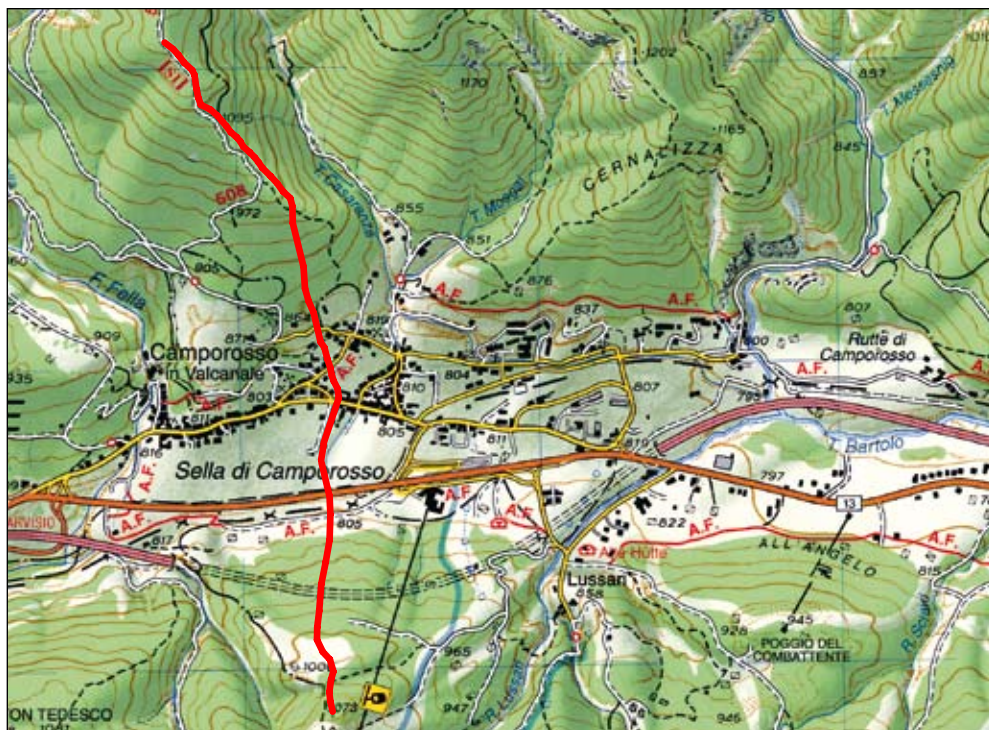
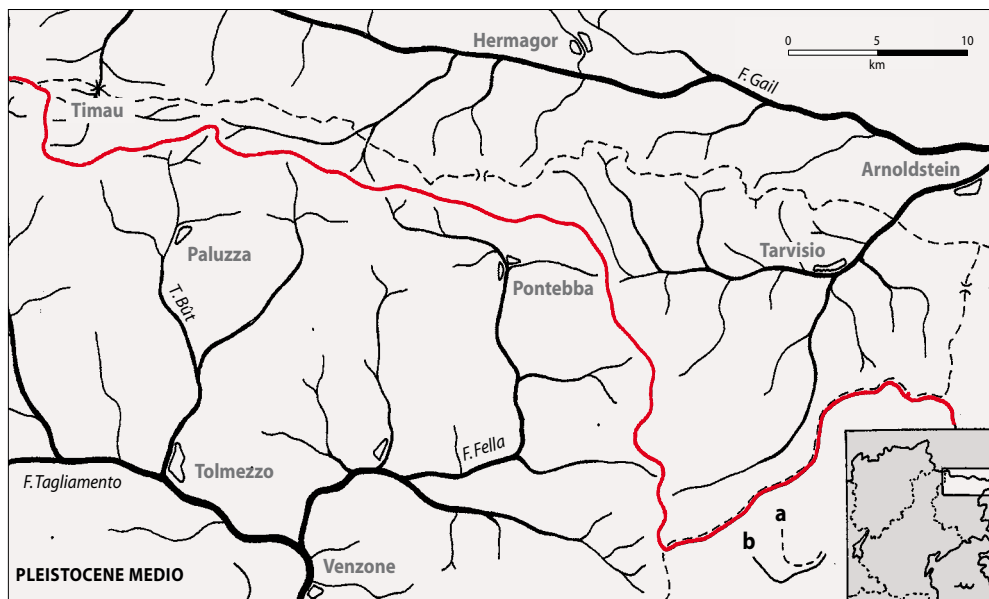
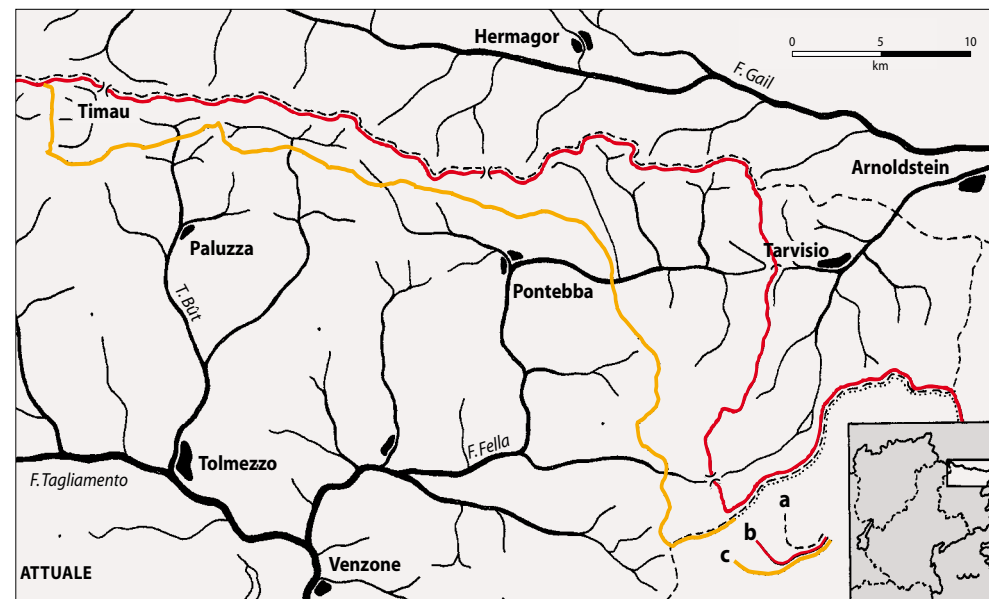
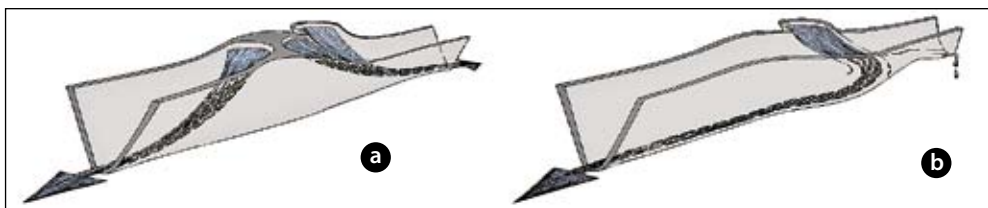
• **Camporosso,** Tarvisio, Udine
A Camporosso in Valcanale si osservano, in perfetta evidenza, lo spartiacque di primo ordine,che separa i drenaggi del sistema idrografico del Mar Nero da quelli del Mare Adriatico, nonché un esempio da manuale di cattura fluviale.
• **Grado d'interesse:** regionale
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia.
• **Accessibilità:** si raggiunge facilmente in macchina. La Sella di Camporosso, infatti, è disposta trasversalmente alla Val Canale ed è attraversata dalle reti viarie comunale, statale e internazionale che portano verso Tarvisio e l'Austria.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

Nella gran parte dei contesti orografici lo spartiacque corrisponde a un crinale in roccia che, per lunghi tratti, è perfino fisicamente irraggiungibile. Eppure ci sono casi, non molto frequenti in verità, in cui la linea di spartiacque scende di quota e finisce con l'attraversare un fondovalle ampio e caratterizzato da deboli pendenze in direzione opposta. E ancor più raro è che lo spartiacque di questo tipo separi i drenaggi di due sistemi idrografici di primaria importanza. Tutto questo esiste ed è ben percepibile nel Tarvisiano, a Camporosso, dove si possono "toccare con mano" non solo la posizione dello spartiacque di primo ordine tra i drenaggi del Mar Nero e del Mare Adriatico, ma anche un esempio da manuale di cattura fluviale (sorgenti del Fiume Fella). Quest'ultimo è la testimonianza che la linea di spartiacque è un elemento mobile, anch'esso destinato, come tutte le espressioni morfologiche, a modificarsi nel tempo.

La Val Canale, e in particolare il settore dell'abitato di Camporosso (alcuni chilometri a Ovest di Tarvisio), è l'ultimo fotogramma di un'evoluzione morfologica iniziata quasi un milione di anni fa.

Da Pontebba fino a Camporosso i drenaggi superficiali del fondo vallivo (Fiume Fella) scorrono verso Pontebba (Ovest). Da Camporosso in poi, procedono in direzione opposta verso Tarvisio (Rio Bartolo e Torrente Slizza). I primi, unendosi alle acque del Fiume Tagliamento, sfociano nel Mar Adriatico; i secondi, confluendo nel Fiume Gail (Austria), dopo 2000 km via Drava-Sava-Danubio, raggiungono il Mar Nero. È proprio in corrispondenza di Camporosso che, trasversalmente alla valle, si colloca lo spartiacque di primo ordine tra "Mare Adriatico e Mar Nero".

Il settore tarvisiano (circa 100 km^2) è l'unica porzione di territorio italiano (se escludiamo la piccola Val Fiscalina, in Alto Adige) le cui acque sono drenate verso un mare diverso dal Mediterraneo. Percorrendo le strade che portano da Pontebba a Tarvisio, si attraversa la Sella di Camporosso, luogo fisico che discrimina i due bacini di primo ordine.

La fascia di spartiacque di I ordine sviluppata a Camporosso in Val Canale. Discrimina lo scorrimento delle acque, drenate in senso opposto, verso il Mare Adriatico (a Ovest, sinistra nella foto) e verso il Mar Nero (a Est, destra nella foto).

Posizione dello spartiacque di I ordine tra i bacini idrografici del Mare Adriatico e del Mar Nero, approssimativamente mezzo milione di anni fa. a) Confine di Stato; b) posizione spartiacque nel Pleistocene medio (in rosso). (Da Venturini, 2003a).

Modifiche dello spartiacque tra Mare Adriatico e Mar Nero nel settore alpino carnico e giulio. a) Confine di Stato; b) posizione spartiacque attuale (in rosso); c) posizione spartiacque pre-würmiano (arancio), prima di mezzo milione di anni fa. (Da Venturini, 2003a).

Lo spostamento della linea di spartiacque: ben si adatta alla cattura fluviale visibile presso Camporosso (da Venturini, 2003a).

Oggi più che una linea di spartiacque la Sella di Camporosso è una fascia larga qualche centinaio di metri con morfologie debolmente ondulate che durante il disgelo primaverile si trasformano in ampi ristagni d'acqua di modesta profondità. Nel fondovalle della Val Canale un elemento morfologico di così elevata importanza come lo spartiacque tra i bacini idrografici del Mare Adriatico e del Mar Nero riesce a mascherarsi in modo perfetto.

Questa può essere considerata un'altra particolarità di questo sito. Ma non è l'ultima. L'andamento del Fiume Fella nei pressi di Camporosso è un ulteriore dato morfologico di estrema importanza. È in grado di fornire indicazioni sull'evoluzione dinamica del settore di spartiacque.

Il tratto di sorgente del Fiume Fella - i suoi primi 4 km - fino a Camporosso mostra una direzione di deflusso verso Tarvisio (Est). Giunto in prossimità della Sella di Camporosso subisce una brusca curvatura di 150°, che lo porta a scorrere verso Pontebba (Ovest). È un chiaro esempio di cattura fluviale. Un tempo, la sella di spartiacque era ancora arretrata di molti chilometri verso Pontebba.

Furono le esarazioni glaciali - i lenti raschiamenti operati dalle potenti lingue glaciali - a modificare le morfologie del fondovalle. Bastò poco e il punto di incontro delle opposte pendenze del fondovalle (la sella) si spostò di quel tanto sufficiente a richiamare verso Ovest le acque delle attuali sorgenti del Fella che, fino a quel momento, erano appartenute al bacino del Mar Nero e da tempi immemorabili scorrevano verso Tarvisio.

Bibliografia essenziale: Desio A., 1926; Gortani M. 1959; Venturini C., 2003a; 2003b.

L'abitato di Camporosso (in basso), coincide con lo spartiacque di I ordine tra Mare Adriatico e Mar Nero. A monte del paese si sviluppa la conca sorgentizia del Fiume Fella. È ben visibile l'evidente "cattura fluviale", sviluppata appena a Ovest di Camporosso.

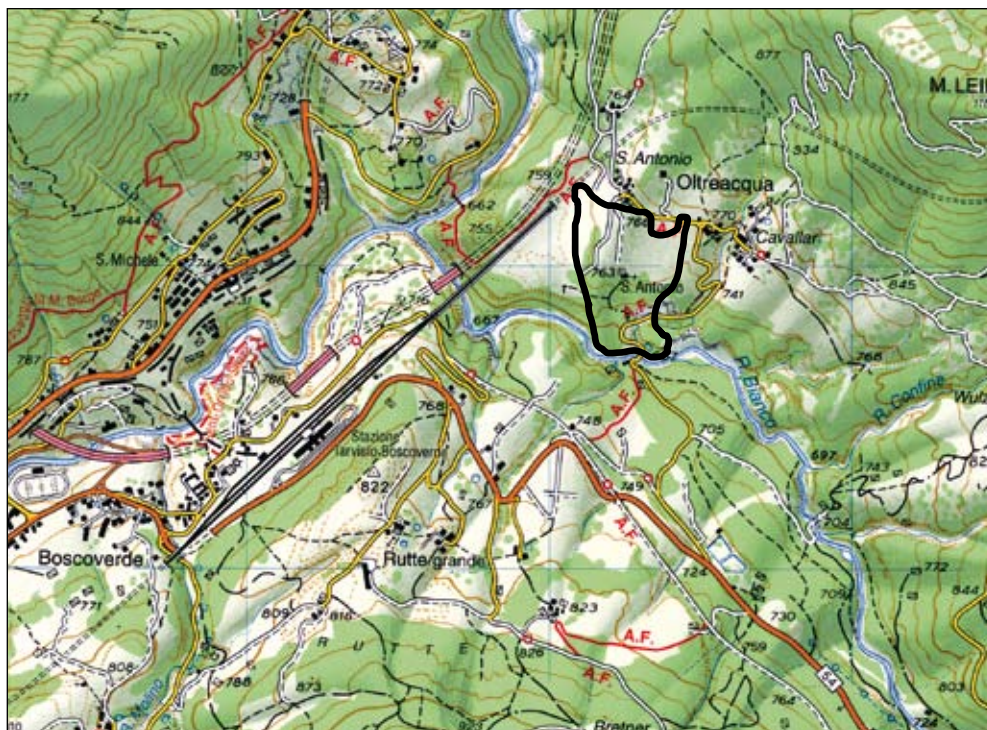
Successione lacustre di Oltreacqua-Rio Bianco

• **Rio Bianco,** Tarvisio, Udine

Spesso accade che anche solo poche migliaia di anni siano sufficienti a mutare radicalmente l'aspetto di un settore montano. È quello che è avvenuto alla zona di Tarvisio, dove l'area di confluenza tra più segmenti vallivi (Torrente Slizza, Rio Bartolo e Rio Bianco) forma una vasta e articolata conca intermontana. Oggi è il reticolo fluviale a tracciarne la configurazione. Nel passato, circa 18.000 anni fa, era un lago ad individuarne il perimetro. Di quel particolare aspetto, un invaso lacustre ampio 10 km^2, restano oggi solo sparse tracce. Più in particolare c'è un piccolo settore che più di ogni altro racchiude, in uno spazio limitato e facilmente percorribile, le evidenze capaci di rendere attuale il grande lago pleistocenico di Tarvisio: è la borgata di Oltreacqua.

• **Grado d'interesse:** regionale.

• **Interesse scientifico:** sedimentologia, geologia stratigrafica, geomorfologia.

• **Accessibilità:** a metà strada fra Tarvisio e Fusine in Valromana si incontra il bivio che, in un chilometro di strada stretta ma asfaltata, attraversa l'incisione del Rio Bianco per poi risalire verso l'ampia spianata erbosa di Sant'Antonio, in località Oltreacqua.

DESCRIZIONE

A cura di Corrado Venturini

L'alveo del Rio Bianco e il ripiano di Sant'Antonio rappresentano, congiuntamente, una finestra aperta sul passato prossimo di questo settore. In questo punto la profonda incisione del Rio Bianco dà l'opportunità di osservare una successione sedimentaria che in altre zone del fondovalle è ormai nascosta da fitta vegetazione e coperture prative, oppure, come accaduto in località Boscoverde, è stata inesorabilmente distrutta dalle recenti antropizzazioni.

Duecento metri a monte del ponte, l'erosione del Rio Bianco ha generato una parete verticale che, in sponda destra, scende fino all'alveo ghiaioso, quasi sempre povero d'acqua. La scarpata mette in luce 6 m di limi e sabbie finissime in strati cm-dm orizzontali.

Ad essi si sovrappongono, altrettanto ben visibili, abbondanti ghiaie "clinostratificate", ossia deposte già inclinate (circa 20°) all'origine. Mentre gli abbondanti depositi fini (limi e sabbie) rappresentano la sedimentazione di un fondo lacustre, quelli grossolani inclinati (ghiaie) corrispondono all'avanzamento di un delta nell'antico lago. Gli strati ghiaiosi, spessi da 20 a 30 cm, sono inclinati verso Est e testimoniano un avanzamento deltizio dai quadranti occidentali. Se poi, oltre alla geometria degli strati di ghiaia si prendono in considerazione anche le litologie dei ciottoli che formano il deposito, le informazioni si fanno più dettagliate.

La frequenza con la quale si ritrovano ciottoli di vulcaniti acide suggerisce che l'immissario che riforniva il delta doveva erodere estesi affioramenti vulcanici. Nel Tarvisiano questi sono rappresentati dalle vulcaniti di età triassica che affiorano nella Valle di Rio Freddo, a Sud-Ovest del sito (v. geosito Vulcaniti di Rio Freddo). È da lì che procedeva uno degli immissari dell'antico lago, il più importante, portando con sé i frammenti erosi dai versanti rocciosi e abbandonati poi sotto forma di sedimenti deltizi.

Per apprezzare meglio la successione ghiaiosa deltizia è sufficiente tornare al ponte e da lì risa-

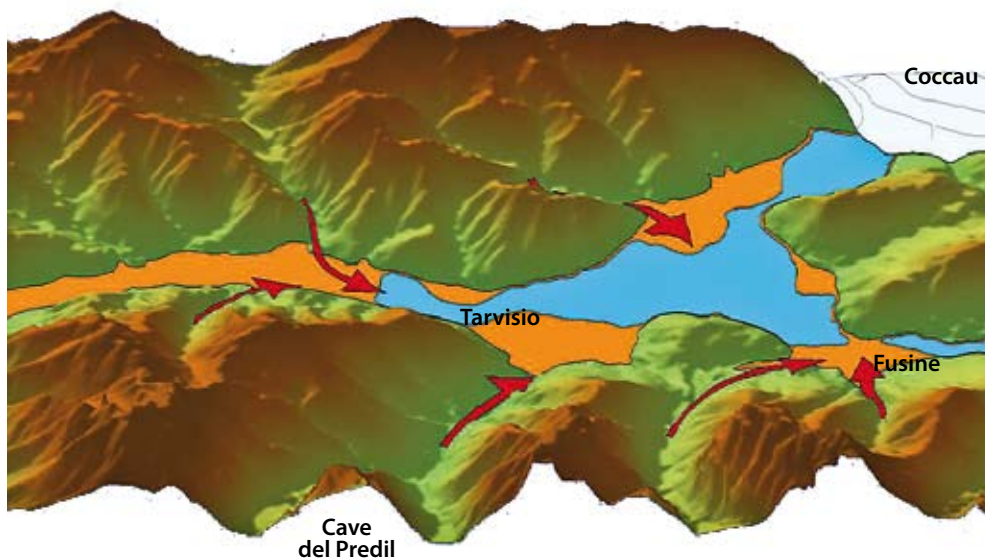
Sponda destra del Rio Bianco, sotto la località Oltreacqua. Si notano i potenti limi lacustri gialli, fittamente laminati, sopra ai quali avanza un deposito deltizio ghiaioso con i tipici strati inclinati. È la testimonianza lasciata dall'antico lago pleistocenico di Tarvisio.

Monte Osternig

Coccau

Tarvisio

Fusine

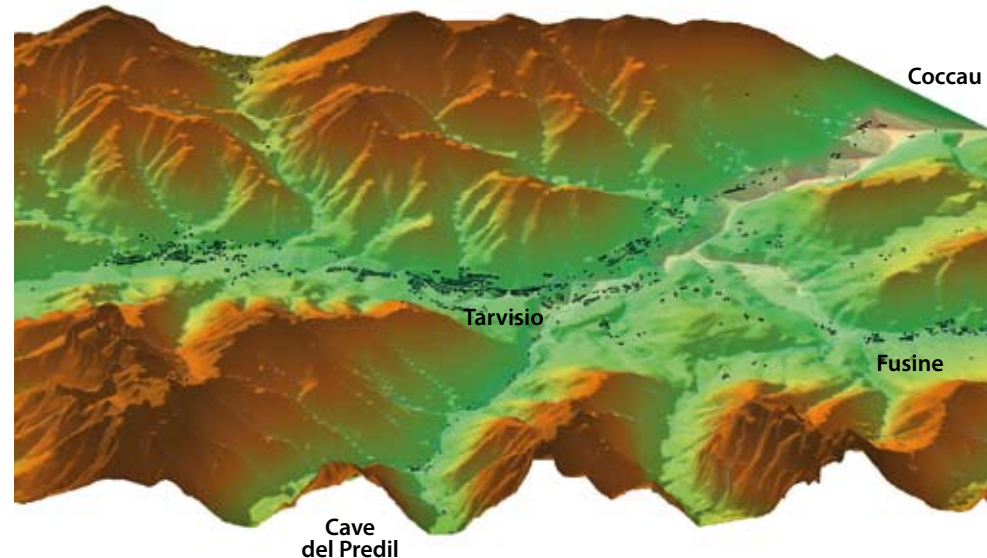
Cave del Predil

Durante il ritiro dei ghiacci würmiani, l'ampia valle del Fiume Gail ospitò una lingua glaciale. Contro di essa si bloccarono i deflussi della conca tarvisiana, i cui territori erano già in massima parte deglaciati. Il lago resistette fino al ritiro e scomparsa del muro di ghiaccio.

Monte Osternig

Coccau

Tarvisio

Fusine

Cave del Predil

La conca di Tarvisio come appare oggi, solcata da corsi d'acqua che scorrono tutti verso l'Austria, drenati dal bacino del Mar Nero. La loro direzione di deflusso procede verso destra, in alto. Lì, appena oltre il limite della ricostruzione, confluiscono nel Fiume Gail.

Le particolari strutture presenti nella successione laminata (fanghi e sabbie fini) depositata sul fondo del paleo-lago.

lire verso Oltreacqua. Percorsi 400 m, sulla destra si allarga un fronte di cava (abbandonata) aperto nelle ghiaie.

È la stessa porzione di ghiaie che ricopriva i limi affioranti lungo il Rio Bianco: le curve della strada riportano sulla verticale dei limi. Queste due soste, allineate sulla medesima verticale, svelano l'anatomia e la derivazione del riempimento lacustre.

La successiva e ultima sosta del sito racconta invece l'estinzione del lago, avvenuta per riempimento. Basta riprendere la salita verso Oltreacqua e, a poca distanza dalle prime case, appare un vasto ripiano erboso (350x200 m) pressoché orizzontale. È il residuo di una estesa piana fluviale sostituitasi progressivamente al lago. È solo un limitato lembo della grande spianata originaria, in seguito parzialmente asportata da un'intensa erosione.

Eseguendo una trivellazione nella spianata di Oltreacqua si intercetterebbero nell'ordine, dall'alto verso il basso, un modesto spessore di ghiaie in strati orizzontali (depositi fluviali di riempimento lacustre); un potente spessore (circa 60 m) di ghiaie inclinate (depositi deltizi); uno spessore variabile di limi e sabbie orizzontali (depositi di fondo lago).

Lo spessore delle ghiaie deltizie è anche l'espressione della profondità del lago in quel punto. Tenendo conto che la zona di Oltreacqua era collocata presso il margine lacustre (prossima al versante del Monte Leila) e quindi con profondità lontane dai valori più elevati, la massima profondità del lago doveva raggiungere il centinaio di metri.

Un lago di tutto rispetto, considerando inoltre che il suo perimetro, ricostruito in base alla quota della sua presunta superficie (750-760 m), superava i 20 km.

Quanto oggi vediamo ci racconta anche che, dopo il riempimento del lago e la sua trasformazione in una piatta ed estesa piana fluviale, l'intero reticolo fluviale tarvisiano si approfondì di quasi 100 m, incidendo profondamente le ghiaie, sabbie e limi. L'erosione prodotta dal Rio Bianco è dunque l'ultima tappa evolutiva della conca tarvisiana. Un'erosione che tutt'oggi continua ad essere attiva.

Resta da comprendere la ragione dell'improvvisa comparsa del lago e quella, altrettanto rapida, della parziale erosione del suo riempimento ad opera delle incisioni fluviali. In questo caso stabilire le cause della nascita e della successiva parziale distruzione è utile per collocare gli eventi nel tempo. Furono Ardito Desio e Michele Gortani a capire che nel Tarvisiano l'unico sbarramento capace di bloccare i deflussi di una vallata come quella del Torrente Slizza non poteva essere stato che la massa di ghiaccio di una poderosa lingua glaciale.

L'unica, gigantesca e ancora attiva mentre gran parte del Tarvisiano si era ormai liberato dai ghiacci, era quella in transito (e ritiro) lungo la Valle della Gail, appena oltre confine. Tutto questo avveniva durante la fase di deglaciazione würmiana, approssimativamente 18.000 anni fa (v. geositi Deposito di contatto glaciale (Kame) di Illegio e Deposito di contatto glaciale (Kame) di Clavais).

La lingua glaciale della Valle della Gail (Austria), con l'accentuarsi delle fasi di disgelo e deglaciazione, finì col ritirarsi verso Mauthen. Fu in quel momento che i fiumi del Tarvisiano, che ormai scorrevano a quote di 750 m, iniziarono ad approfondirsi per riallinearsi al fondovalle della Gail, libero ormai dai ghiacciai e posto intorno ai 650 m.

Ne derivò una profonda erosione fluviale che, ancora una volta, modificò l'aspetto della conca tarvisiana, portandola verso le condizioni attuali.

Bibliografia essenziale: Desio A., 1926; Gortani M., 1959; Venturini C., 2002d; 2003a; 2003b.

Laghi di Fusine e Masso Pirona

• **Fusine,** Tarvisio, Udine

Prodotta dell'esarazione esercitata dai ghiacciai nel corso dell'ultima fase di avanzamento glaciale alpina, la conca di Fusine ospita due suggestivi laghi di sbarramento morenico formatisi durante la successiva fase di ritiro (circa 15.000-16.000 anni fa). Tra i diversi massi erratici prima trasportati e poi abbandonati che si incontrano, spicca quello colossale noto come "Masso Pirona", probabilmente tra i più grandi dell'intero arco alpino. I rilievi montuosi del gruppo del Mangart, imponente massiccio calcareo-dolomitico, completano la cornice naturale del geosito.

• **Grado d'interesse:** regionale

• **Interesse scientifico:** geomorfologia

• **Accessibilità:** sono facilmente accessibili tramite una strada asfaltata che conduce al Lago Superiore. Attorno ai laghi si sviluppa una rete di agevoli sentieri.

DESCRIZIONE

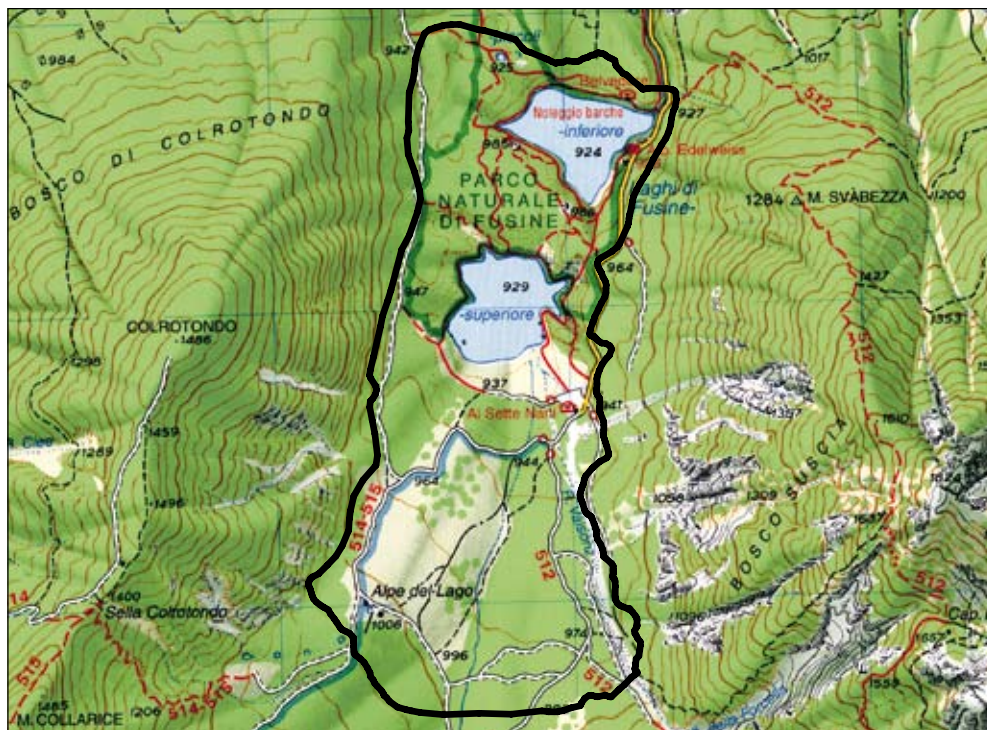
A cura di Billy Figus e Furio Finocchiaro

La conca dei Laghi di Fusine e la valle che scende verso l'omonimo paese in Val Romana mostrano chiaramente il tipico profilo ad U delle valli glaciali e costituiscono uno dei paesaggi montani più conosciuti della regione.

Le pareti settentrionali dei Monti Mangart e delle Ponze si specchiano nelle acque di due piccoli laghi, uno posto alla quota di 924 m sul livello medio del mare (Lago Inferiore), l'altro alla quota di 928 m (Lago Superiore).

L'origine dei due laghi è legata all'azione dei ghiacciai tardo-quaternari. Sono infatti laghi di sbarramento morenico, ossia delimitati da depositi di origine glaciale: le morene. Si tratta di blocchi di roccia, detriti, sabbie e limi erosi e poi trasportati direttamente dal ghiacciaio nella sua fase di avanzamento e, successivamente, abbandonati durante quella di ritiro. Nel caso di Fusine si ritiene si tratti dell'ultima breve fase di espansione glaciale sulle Alpi, all'incirca 15.000-16.000 anni fa (stadio di Bühl), seguita dal ritiro definitivo.

I due laghi presentano un particolare sistema di alimentazione, in parte sotterraneo. Il Lago Superiore, dalla forma quadrangolare e superficie molto variabile che si aggira intorno ai 150.000 m^2, è alimentato da alcuni corsi d'acqua che scendono dalle pendici della cerchia Ponza Grande-Mangart. Il più importante è il Rio Vaisonz, che sfocia in corrispondenza del vertice SE del Lago Superiore; l'intero lato settentrionale del lago mostra evidenze di un progressivo interrimento. Le acque del Lago Superiore si riversano lentamente nel Lago Inferiore, infiltrandosi al di sotto del cordone morenico con un deflusso relativamente regimato dalle frazioni fini presenti sul fondo.

Il Lago Inferiore è sensibilmente più piccolo di quello superiore (circa 90.000 m^2), ma più profondo: la profondità massima è infatti di circa 24 m, contro i soli 10 m del Lago Superiore. Le acque del Lago Inferiore alimentano il Rio del Lago, unico emissario di entrambi gli specchi d'acqua.

Il Lago Superiore (più vasto ma meno profondo di quello Inferiore) e, sullo sfondo, le pareti meridionali della catena del Monte Mangart-Ponze.

La riva meridionale del Lago Superiore. In primo piano la foce del Rio Vedronz .

Panoramica sulla valle glaciale, con la vasta radura che costituiva l'area in passato occupata dal terzo lago, oggi completamente colmato.

Il grande masso erratico dedicato al geografo Giulio Andrea Pirona.

Rilevamenti con ecoscandaglio hanno messo in luce l'esistenza di abbondante sedimento fine perennemente in sospensione nell'acqua dei due laghi, anche per l'effetto di polle di risorgenza subacquea, in mezzo a un groviglio di tronchi e ramaglia.

Lungo l'evidente cordone che separa i due bacini lacustri, si possono osservare alcuni blocchi di roccia di notevole dimensione. Si tratta di massi erratici, ovvero trasportati sulla superficie del ghiacciaio in movimento. Se ne distinguono due principali, dedicati rispettivamente a due illustri studiosi del passato: Olinto Marinelli e Giulio Andrea Pirona. È molto probabile che il masso dedicato a questo ultimo, che già durante l'800 descrisse le "Antiche morene del Friuli", sia il masso erratico più grande (circa 30.000 m^3) conosciuto nel settore meridionale delle Alpi.

Poche centinaia di metri a Nord del Lago Superiore, una vasta radura sub pianeggiante testimonia la passata esistenza di un terzo lago oggi completamente colmato. Divenne la sede della massima deposizione tardo- e post-glaciale del cospicuo apporto solido proveniente dai versanti circostanti. La sua presenza ha salvato l'attuale Lago Superiore da una rapida, ma comunque inevitabile, estinzione.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., Poli M. E., Ponton M., Tunis G. & Vaia F., 2002e; Gerdol S. & Giorgi M., 1996a; Martinis B., 1971; Nigrisin C. & Stefani E., 1971; Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, 2005.

Gruppo di Raibl

• **Cave del Predil,** Tarvisio, Udine.
La stratigrafia delle formazioni triassiche nei dintorni del Lago del Predil è nota fin dalla fine dell'800. Risulta particolarmente studiata sopratutto in relazione alle mineralizzazioni di Piombo e Zinco dell'area mineraria, che si estende nella "Dolomia metallifera", stratigraficamente al letto rispetto al Gruppo di Raibl. Quest'ultimo costituisce un'unità litostratigrafica istituita qui formalmente e riconosciuta a livello internazionale.
• **Grado d'interesse:** sovranazionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, paleontologia.
• **Accessibilità:** i due siti più significativi si possono raggiungere solo a piedi. Per arrivare sulla Sella della Portella si attraversa la successione risalendo il sentiero CAI n. 511. Lungo il versante opposto, invece, si percorre un sentiero, che si diparte dalle strade di servizio delle antiche miniere a partire da quota 1014 m in sinistra orografica del Rio dei Combattenti, fino a Sella della Cave.

DESCRIZIONE
A cura di Maurizio Ponton e Furio Finocchiaro

L'area di Raibl è conosciuta e studiata dalla metà del XIX secolo: Franz von Hauer nel 1855 descrive alcuni fossili provenienti dagli strati triassici di Raibl e ne dà una prima sommaria descrizione geologica nel 1857 e ancora pubblica, successivamente, alcune faune e flore rinvenute negli strati di Raibl.

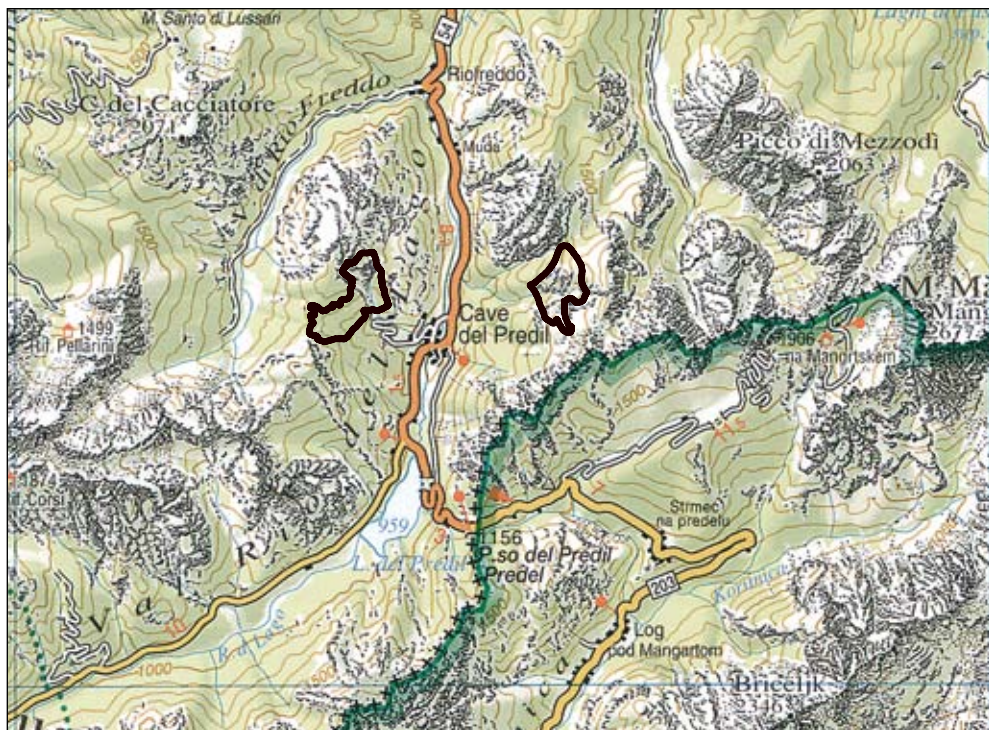
La prima descrizione dettagliata della geologia dell'area viene curata da Eduard Suess nel 1867 quindi, nel 1869, Edmund von Mojsisovics istituisce il piano Raibliano (poi divenuto Carniano) sulla base della distinzione delle unità descritte da Suess.

La stratigrafia del Gruppo di Raibl è descritta in dettaglio nelle note illustrative del Foglio Tarvisio, edite nel 1968.

Il gruppo è composto da quattro unità: Calcare del Predil (dolomie e calcari scuri, intercalazioni marnose), Fm. del Rio del Lago (calcari e marne), Calcari di Conzen (calcari dolomitici) e Fm. di Tor (calcari, marne, calcari dolomitici, dolomie), che comprendono l'intero Carniano, con una potenza complessiva di circa 900 metri.

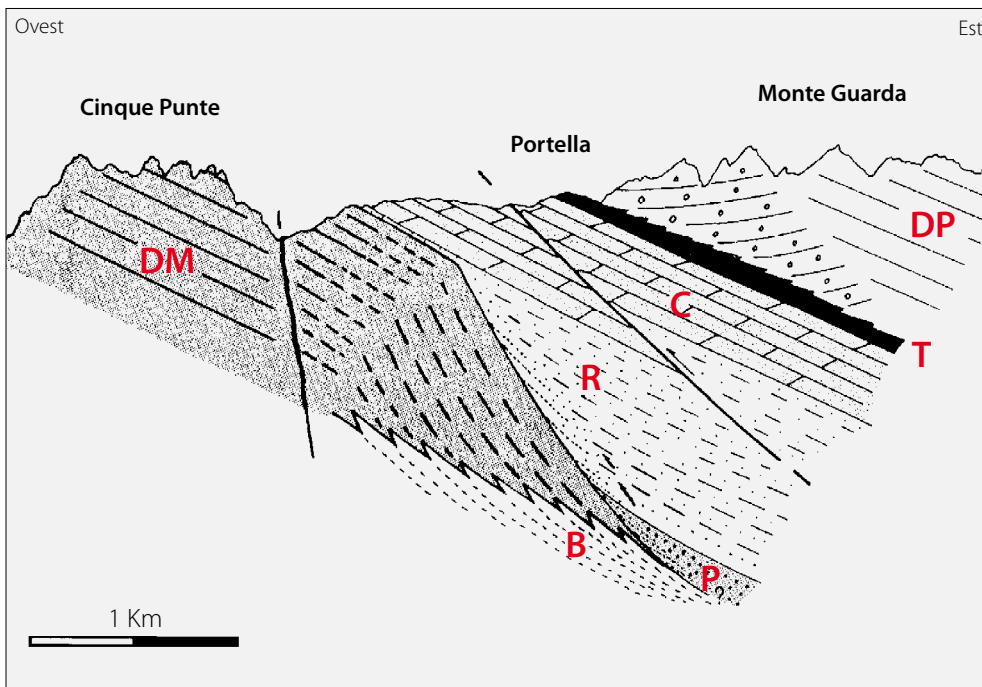
Le note del Foglio Tarvisio riportano le stratigrafie di ben 11 sezioni, distribuite su di un areale che va dalla Val Saisera al Gruppo del Mangart, ma sono due le sezioni principali, con maggiore esposizione, che qui vengono proposte come geosito.

Nei pressi di Sella delle Cave (q. 1334 m), ad Ovest dell'abitato di Cave del Predil, affiora la porzione basale del Gruppo, in contatto stratigrafico con la sottostante Dolomia delle Schlern.

Dal lato opposto della valle, presso la Portella (q. 1798 m), ovvero la sella che unisce la valle del Rio del Lago con la Val Romana e lungo il Rio Conzen, affiorano anche i termini stratigraficamente più alti (Calcari di Rio Conzen e Fm. di Tor), fino al passaggio alla Dolomia Principale. La sezione geologica della Portella è ben visibile, in modo panoramico, proprio risalendo il sentiero che da Cave del Predil porta verso Sella delle Cave, guar-

Panoramica sul Monte Re e le miniere di Raibl vista dalla Portella: sulla sinistra la Sella delle Cave. L'intero massiccio è costituito in gran parte da Dolomia dello Sciliar.

Panoramica da Ovest sulla Portella e il Monte Guarda.

Saurichthys striolatus, *pesce presente nei livelli del Gruppo di Raibl.*

Ovest
Est
Cinque Punte
Portella
Monte Guarda
DM
DP
C
T
R
B
P
1 Km

La sezione della Portella: DP: Dolomia Principale/Fm. del Monticello; T: Fm. di Tor; C: Fm. del Rio Conzen; R: Fm. del Rio del Lago; P: Calcare del Predil; DM: "Dolomia Metallifera" (Schlern); B: unità bacinali ladiniche (da Doglioni, 1988).

dando verso Est. È spettacolare e significativa la progradazione della piattaforma (Fm. del Monticello e Dolomia Principale) con clinostratificazioni (livelli granulari inclinati) sulle facies bacinali del Gruppo di Raibl.

Queste unità sono ricche di faune ad ammonoidi e pesci. I primi esemplari descritti sono conservati a Vienna. Si trovano inoltre resti di crostacei, echinodermi e coralli.

Recentemente sono ripresi gli studi su questa successione ed altre coeve per meglio definire le caratteristiche e l'età delle varie unità litostratigrafiche che compongono il Gruppo.

Bibliografia essenziale: Assereto R., Desio A., Di Colbertaldo D. & Passeri L.D., 1968; Cozzi A. & Ponton M., 2000; De Marco S, Fantoni R., Ponton M. & Scotti P., 2000; De Zanche, Gianolla P. & Roghi G., 2000; Di Colbertaldo D., 1948; Doglioni C., 1988; von Hauer F., 1855; 1857; 1858; Lieberman H.M., 1980; von Mojsisovics E., 1869; Preto N., Roghi G. & Gianolla P., 2005; Suess E., 1867; Vai G.B., Venturini C., Carulli G.B. & Zanferrari A., 2002.

Lago del Predil

• **Cave del Predil,** Tarvisio, Udine
Si tratta del più ampio lago di origine glaciale della Regione formatosi per sbarramento morenico nel Pleistocene nella fase di stasi avvenuta durante l'ultimo ritiro glaciale.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia.
• **Accessibilità:** è facilmente raggiungibile in automobile in quanto si trova nei pressi di Cave del Predil nella valle del Rio del Lago.

DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro

Il Lago del Predil si trova nel comune di Tarvisio, nelle vicinanze dell'abitato di Cave del Predil (v. geositi Miniera di Cave del Predil-Raibl e Gruppo di Raibl) e del Passo del Predil, da cui prende il nome.

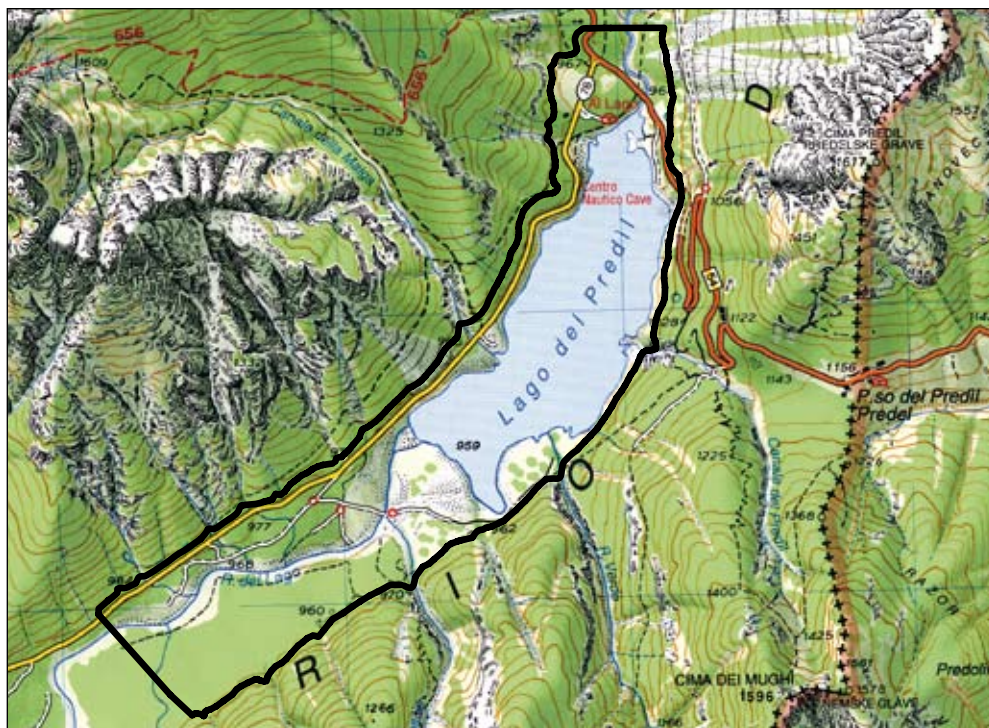
Il lago si trova a 959 m di quota, è lungo 1,5 km, largo 500 m e profondo circa 30 m: per dimensioni è il secondo lago del Friuli Venezia Giulia dopo quello di Cavazzo. La sua conca, che si apre a metà circa della valle del Rio del Lago, è dominata a Sud dalla Cima del Lago (2125 m), mentre a Nord-Est dalle Cinque Punte (1909 m).

Si tratta di un lago di origine glaciale formatosi per sbarramento morenico nel Pleistocene durante la fase di stasi avvenuta durante l'ultimo ritiro di un collettore glaciale proveniente dal sistema del Monte Canin-Montasio.

È alloggiato in una varice di natura tettonica; l'escavazione è stata favorita dal grado di suddivisone della massa rocciosa accompagnata dalla deposizione in fase stadiale di uno o due archi morenici subito alle spalle della stretta dove inizia il tratto meridiano della valle

Lo sbarramento è dovuto pertanto alla soglia rocciosa che si eleva dal corpo morenico riscontrabile nei momenti di svuotamento artificiale del lago.

L'estensione del bacino lacustre è in parte compromessa dall'avanzare dei notevoli apporti detritici, che periodicamente vengono fluitati lungo le aste dei tributari, in particolare il Rio del Lago. Questi materiali ormai hanno più che dimezzato l'originaria estensione del lago.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B. (a cura di), 2000; Carulli G.B., Longo Salvador G., Ponton M. & Venturini C., 2002b.

Il Lago del Predil con, sullo sfondo, il Monte Guarda e le Cinque Punte. Si tratta di un bacino di origine glaciale formatosi durante l'ultimo ritiro di un collettore glaciale proveniente dal sistema del Monte Canin-Montasio.

Vulcaniti di Rio Freddo

• **Rio Freddo,** Tarvisio, Udine.
In alcune località del bacino dello Slizza affiorano vulcaniti acide, che rappresentano, insieme alle vulcaniti basiche della Fm. del Dimon, a quelle ladiniche dei dintorni di Forni di Sopra e tra Ampezzo e Sauris (v. geositi Lago Dimon e Forra del Lumiei) e a quelle anisiche del Monte Salinchiet, gli unici esempi di rocce vulcaniche nei quasi 30 km di spessore della successione stratigrafica del Friuli Venezia Giulia.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** petrografia, vulcanologia, geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** Alcuni affioramenti sono facilmente accessibili dalla Val di Rio Freddo, altri (Rio Profondo) sono più difficili da raggiungere.

DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro

In Friuli Venezia Giulia le rocce magmatiche non sono molto comuni. Oltre a quelle presenti nella Fm. del Dimon e in minima parte nella Fm. del Hochwipfel, di età paleozoica, ci sono affioramenti di rocce vulcaniche nelle Alpi Giulie occidentali, tra Pontebba, Tarvisio e il confine austriaco. Le aree più caratteristiche si situano nel bacino dello Slizza, nelle vicinanze delle valle che ha dato il nome a queste rocce. Si tratta di vulcanismo subaereo del Triassico medio (Ladinico inf.) inserito nei depositi di bacino e di piattaforma del Triassico medio-superiore.

Le vulcaniti di Rio Freddo sono rocce piroclastiche con tessiture variabili: la successione presenta infatti una sequenza inferiore con brecce vulcaniche, tufi e cineriti e, in generale, prodotti piroclastici vitrei depositati anche in ambiente subacqueo. La sequenza superiore è anch'essa composta da materiale piroclastico vitrico, ma formatosi o per ricaduta (cineriti e scorie) o per flusso ad elevate temperature (ignimbriti e tufi rinsaldati), comunque deposti in ambiente subaereo. I litotipi prevalenti e più facilmente riconoscibili sono ignimbriti di colore rosso e tufiti verdastre.

L'alternarsi di litotipi vulcanici, litotipi sedimentari clastici provenienti dallo smantellamento delle vulcaniti con calcari a foraminiferi testimonia l'alternanza tra fasi di parossismo vulcanico, fasi di attività vulcanica più ridotta, episodi di trasgressione. Vi è anche un'evoluzione nel chimismo che passa da riolitico a riodacitico. I meccanismi di effusione rimandano ad attività esplosiva di tipo idromagmatico.

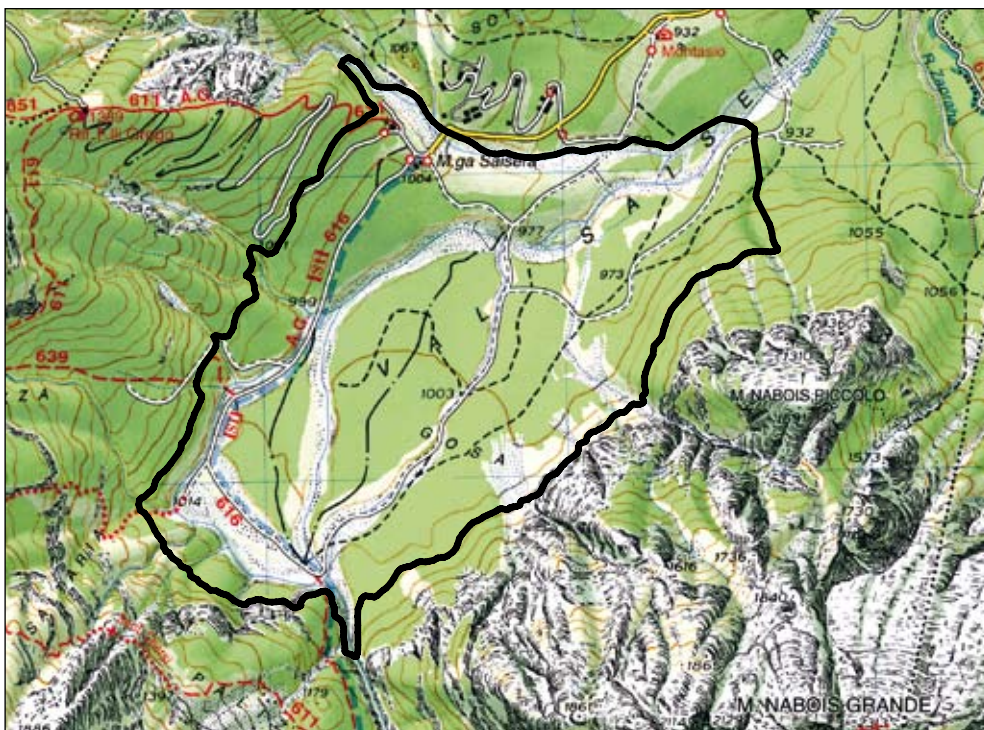
La migliore area di affioramento di tutti i litotipi delle vulcaniti di Rio Freddo si trova lungo il Rio Profondo, affluente di destra dello Slizza, ma la sezione stratigrafica non è raggiungibile agevolmente. Conviene risalire la valle di Rio Freddo e raggiungere il Rio Porfido, il cui bacino è inciso nella successione superiore, in cui prevalgono le ignimbriti. Comunque lungo l'alveo dello Slizza, tra la valle di Rio Freddo e Tarvisio, si trovano blocchi e clasti della maggior parte dei litotipi della formazione.

Bibliografia essenziale: Assereto R., Desio A., Di Colbertaldo D. & Passeri L.D., 1968; Carulli G. B., Longo Salvador G., Ponton M., Venturini C., 2002b; Castellarin A. & Pisa G., 1973; Gianolla P., 1992; Morgante S.,1934; Spadea P., 1970; Venturini C., 1990a.

Lungo il Rio Porfido si trovano affioramenti di vulcaniti del Ladinico.

Un ciottolo di vulcanite del Ladinico (Fm. delle Vulcaniti di Rio Freddo).

Valle glaciale del Torrente Saisera

• **Val Saisera,** Malborghetto-Valbruna, Udine.
Con questo nome è indicata la testata della valle del Torrente Saisera (che prende poi il nome di Valbruna), tributario di sinistra del Fiume Fella nel suo tratto iniziale. La vallata costituisce un ottimo esempio del "tipo classico di valle glaciale" ad U.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia.
• **Accessibilità:** la Val Saisera è punto di partenza di gran parte della rete di sentieri che sale da Nord verso il Montasio, lo Jôf Fuart, la Sella Somdogna, ecc. nonché di varie piste forestali tra le quali quella che sale al Monte Lussari. I punti di vista panoramici più favorevoli sono la Cima Cacciatori e il tratto terminale della strada forestale che sale sul Monte Lussari. Gran parte della Val Saisera è percorribile con una comoda strada asfaltata.

DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol

Le pareti settentrionali dei gruppi del Jôf Fuart e del Montasio chiudono verso meridione una valle glaciale che deriva dalla confluenza di tre antichi bacini di alimentazione nel grande collettore, il quale ha provocato l'esarazione della valle fino all'abitato di Valbruna.

Riprendendo Desio (1926): "il fondo della valle e i suoi fianchi manifestano l'intenso lavorio erosivo effettuato dai ghiacci che hanno lasciato dovunque, nei tipici arrotondamenti della soglia di Spragna, nelle lisciature dei fianchi dei due Nabois, nelle levigate pareti del Monte Nero di Valbruna, le impronte del loro passaggio".

Il profilo è quello classico a U, il fondo è relativamente ampio e piatto. Lo sbocco dell'antico ghiacciaio in quello principale del Fella, secondo Desio, era posto leggermente a monte dell'attuale abitato di Valbruna, dove dal fondovalle s'innalzavano due cupole rocciose di calcari dell'Anisico perfettamente arrotondate. I margini del truogolo glaciale presso lo sbocco sono posti a circa 1400 m di quota. Assai più in alto però doveva arrivare la superficie del ghiacciaio più a monte, verso Sud, poiché a quote di 1650-1700 m giungeva il ghiacciaio del Fella nel quale si immetteva da meridione quello del Saisera.

"Il ghiacciaio infatti riceveva abbondante alimento da tre amplissime conche situate alla testa, nelle quali si scaricavano anche le nevi e i ghiacci di numerosi circhi minori incisi nelle pareti del recinto. Nella conca di Carnizza si riunivano le colate provenienti dai due circhi sottostanti le altissime pareti del Montasio (2754 m), in uno dei quali si conservò fino a qualche decennio or sono un minuscolo ghiacciaio e della testata della valle (v. geosito Conca glaciale del Montasio). Nel grande anfiteatro della Spragna convergevano numerose lingue di ghiaccio alimentate dai circhi immediatamente sottostanti alla Cresta Cima Verde-Buinz, dai valloni del Jôf Fuart e del grande Nabois. In quello di Zapraha scendeva infine il ghiacciaio del circo di Camporosso, sot-

La testata della Val Saisera con le pareti del Jôf di Montasio (sullo sfondo). Da questo massiccio, oltre che dal gruppo del Jôf Fuart, scendevano le lingue glaciali che hanno modellato la vallata.

Il Gruppo del Montasio visto dall'alveo del Torrente Saisera. È evidente la classica sezione ad U della vallata, testimonianza dell'intensa attività di esarazione glaciale.

La Val Saisera vista dalla Spragna.

La gola al passaggio fra Alta Val Saisera e Spragna in una immagine dell'inizio del secolo scorso (Tarabocchia, in Kugy, 1933).

toposto al Jôf Fuart e alla Cresta dei Camosci. I tre rami d'alimento si fondevano presso il piccolo Nabois (1691 m) in un'unica corrente che s'incanalava nella Valbruna".

La Val Saisera, come tutta l'alta Val Canale, è stata interessata, solo nell'ultima delle glaciazioni quaternarie durante il Würmiano (circa da 120.000 a 10.000 anni fa), da tre distinti periodi marcatamente freddi ("acmi glaciali" W1, W2 e W3). Ad essi, i cosiddetti pleniglaciali, corrisposero le fasi di espansione delle masse glaciali.

Furono proprio le ripetute alternanze di esarazioni glaciali ed erosioni fluviali, queste ultime attive durante gli intervalli interglaciali, a favorire il progressivo smantellamento del diaframma, che nei pressi di Pontebba costituiva l'antico spartiacque tra il bacino adriatico e quello danubiano. Lo spostamento dello spartiacque da Pontebba a Camporosso sottrasse al bacino idrografico del Mar Nero quasi 100 km^2. La cattura fluviale del Fella determina, nel reticolo idrografico, adattamenti nei profili dei bacini tributari (v. geosito Spartiacque di Camporosso).

Un esempio può essere la stretta gola che mette in comunicazione la Val Saisera con la Spragna. Il celebre cantore delle Giulie, Julius Kugy, così la descrive: "Gli alti circhi variamente ramificati della Spagna sfociano nella Saisera da una stretta fenditura che somiglia a un lungo androne, fiancheggiata da scoscese pareti. Quando piogge insistenti o un improvviso disgelo o un nubifragio scatenatosi sulle cime ammollano e fanno scorrere gli immensi depositi di detriti che si sono accumulati ai piedi delle muraglie del Jôf Fuart e del Montasio, può accadere che questo angusto androne, in un tumulto addirittura catastrofico che tra urli e rimbombi fa tremare i monti all'ingiro, vomiti masse impensate ed enormi di ciottoli e sfasciumi".

Bibliografia essenziale: Desio A., 1926; Kugy J., 1970; Venturini C., 2006.

Circo glaciale di Cima del Cacciatore

• **Monte Lussari,** Tarvisio, Udine.
Ad alta quota i circhi glaciali rappresentano le morfologie più caratteristiche che testimoniano il glacialismo e sono frequenti in tutte le Alpi Giulie. Il circo di Cima del Cacciatore è morfologicamente ben conservato ed inoltre la sua accessibilità è molto facilitata dalla funivia del Lussari.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia.
• **Accessibilità:** Dal Monte Santo di Lussari va definito "facile" l'accesso al circo glaciale tramite il sentiero CAI n. 613, mediamente "difficile" l'ultimo breve tratto per arrivare alla panoramica Cima del Cacciatore.

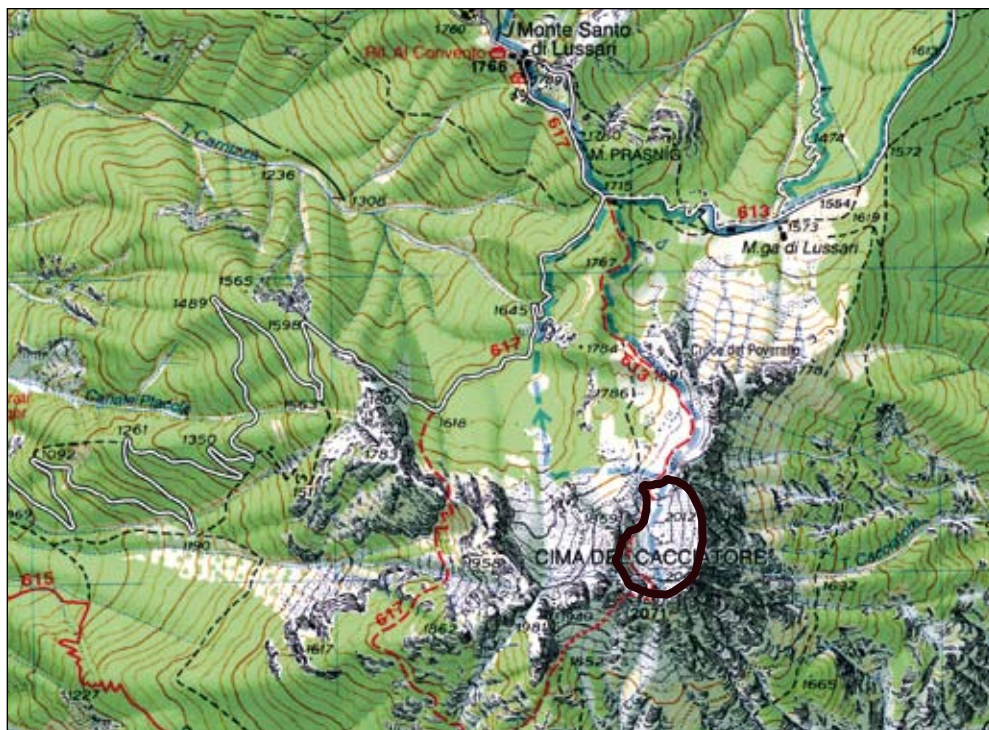
DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro

Cima del Cacciatore è un luogo panoramico, da dove si gode un meraviglioso spettacolo sulle vette delle Alpi Giulie Occidentali e su ampi settori della Catena Carnica.

È raggiungibile lungo il sentiero CAI n. 613 dal Lussari. Il sentiero dapprima scende fino a quota 1715 m, in corrispondenza del bivio verso Casera Lussari. Il percorso continua verso Sud, salendo fino a circa quota 1850 m. Dopo un breve tratto in quota orientato a SW, il sentiero si alza rapidamente fino a superare quota 1900 m, sull'orlo di un grande circo glaciale del diametro di circa 200-300 m con il fondo ricoperto da detrito glaciale.

Il circo alimentava in passato direttamente l'antico ghiacciaio che defluiva verso la Valle della Gail differenziandosi dal vicino sistema glaciale dell'Alta Val Saisera (v. geositi Valle glaciale del Torrente Saisera e Spartiacque di Camporosso). Le parete subverticali, che terminano in una serie di piccole cime con quote variabili tra 2010 e 2070 m, sono intagliate nella Fm. dello Schlern (Triassico medio-sup.).

La morfologia del circo può essere apprezzata in modo ancora più evidente raggiungendo la cima principale (2071 m), salita facilitata dalla presenza di un cavo metallico.

Bibliografia essenziale: Desio A. , 1926; Gerdol S. & Giorgi M., 1996b; Menchini G. et al., 2001.

La soglia del circo glaciale di Cima del Cacciatore. Da qui si può godere di una vista panoramica su vasti settori delle Alpi Carniche e Giulie.

Piega del Monte Mangart

• **Monte Mangart,** Tarvisio, Udine.

Nel gruppo del Monte Mangart lungo il versante settentrionale sono particolarmente ben esposti gli effetti dell'evento tettonico della fase dinarica del Cretacico sup.-Eocene rappresentati da una evidente piega visibile anche da alcuni punti del fondo valle.

• **Grado d'interesse:** nazionale.

• **Interesse scientifico:** geologia strutturale

• **Accessibilità:** la difficoltà a piedi, a partire dal lago di Fusine, deriva dal notevole dislivello lungo i sentieri CAI n. 517-516. È possibile accedervi dalla vicina Slovenia attraverso una strada asfaltata di montagna fino a breve distanza dalla Forcella della Lavina.

DESCRIZIONE

A cura di Santo Gerdol

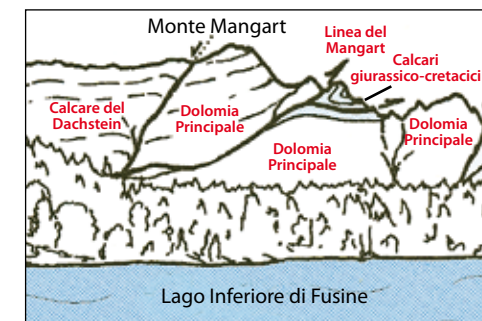
La bastionata del Monte Mangart sovrasta a meridione la splendida conca glaciale dei laghi di Fusine (cfr. geosito Laghi di Fusine e Masso Pirona) elevandosi di oltre 1600 metri rispetto alla quota dei laghi. La fascia individuata corrisponde alla parte occidentale della catena, comprendente le pareti settentrionali tra il piccolo Mangart di Coritenza e il Monte Traunig. Dal fondovalle è particolarmente evidente la grande sinclinale coricata (una V ruotata di 90° con vertice in corrispondenza del ghiaione). In virtù delle differenze cromatiche nei litotipi è possibile apprezzare la varietà delle geometrie assunte dagli strati.

Lungo la cresta è molto evidente in corrispondenza dell'omonima forcella, la "Linea del Mangart" (prosegue in Slovenia nella Linea della Bausizza). Porta la Dolomia Principale a stratificazione massiccia a sovrascorrere verso occidente creando al letto un'evidente piega coricata di trascinamento con asse N-S nelle unità giurassico-cretaciche della sommità del Monte Traunig.

A Est della cima è evidente una faglia distensiva ad alto angolo, cui è associata al tetto una fascia con pieghe da trascinamento in Calcare del Dachstein (calcari a stratificazione netta) che costituisce la bastionata a diedri del Piccolo Mangart di Coritenza.

Le dolomie del Mangart formano un "lembo di ricoprimento", cioè quel che resta, isolato dopo intenso smantellamento, di una grande unità tettonica traslata verso SW. Le rocce sulle quali le dolomie sovrascorsero sono costituite da una composita e variegata successione di unità giurassico-cretaciche di debole spessore depostesi nel bacino sloveno. Si tratta di bianche calcareniti oolitiche, brecciole carbonatiche, calcari encrinitici (a frammenti di crinoidi) di colore bruno, grigiastro o rosso cupo, marne manganesifere brune o verdi, calcari argillosi rossi, o grigio verdi selciferi e, al tetto, le tipiche alternanze di calcilutiti argillose selcifere e marne della Scaglia rossa. Tali rocce bacinali, stratigraficamente sovrastanti la Dolomia Principale, stanno ad indicare un annegamento precoce della piattaforma nel bacino sloveno. La grande piega e l'assetto strutturale del Mangart nel tempo sono stati oggetto di interesse e di studio. Selli nel 1963 fornì una prima "moderna chiave di lettura" del motivo tettonico dominante.

Bibliografia essenziale: Assereto R., Desio A. Di Colbertaldo D. & Passeri L., 1968; Carulli G.B., Longo Salvador G., Ponton M. & Venturini C., 2002b; Carulli G.B., Poli M.E., Ponton M., Tunis G., & Vaia F., 2002e; Gerdol S. & Giorgi M., 1996a; Selli R., 1963a; 1963b, Šmuc A., 2000; Zanferrari A., 2006.

La piega coricata in corrispondenza del Monte Traunig, a NW della cima principale del Mangart.

Schema geo-strutturale del versante settentrionale delle catena del Mangart (da Società Geologica Italiana, 2002).

Altopiano del Montasio

• **Pian del Montasio, Sella Nevea**, Chiusaforte, Udine.
Al piede dei contrafforti meridionali del Jôf di Montasio si sviluppa, tra le quote 1500 e 1600 m, l'Altopiano del Montasio. La sua forma e i suoi depositi quaternari suggeriscono scenari e drenaggi fluviali molto differenti da quelli odierni. L'altopiano è bruscamente troncato dalla profonda incisione (uno strapiombo di oltre 800 metri) prodotta dal Torrente Raccolana, capace di generare un paesaggio geomorfologicamente unico in Regione.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia.
• **Accessibilità:** è facilmente accessibile con l'automobile dalla stazione sciistica di Sella Nevea, seguendo la strada secondaria asfaltata, stretta e a tratti molto ripida (300 m di dislivello). Il sito è attraversato dalla rete dei sentieri CAI facente parte dell'Anello delle Giulie.

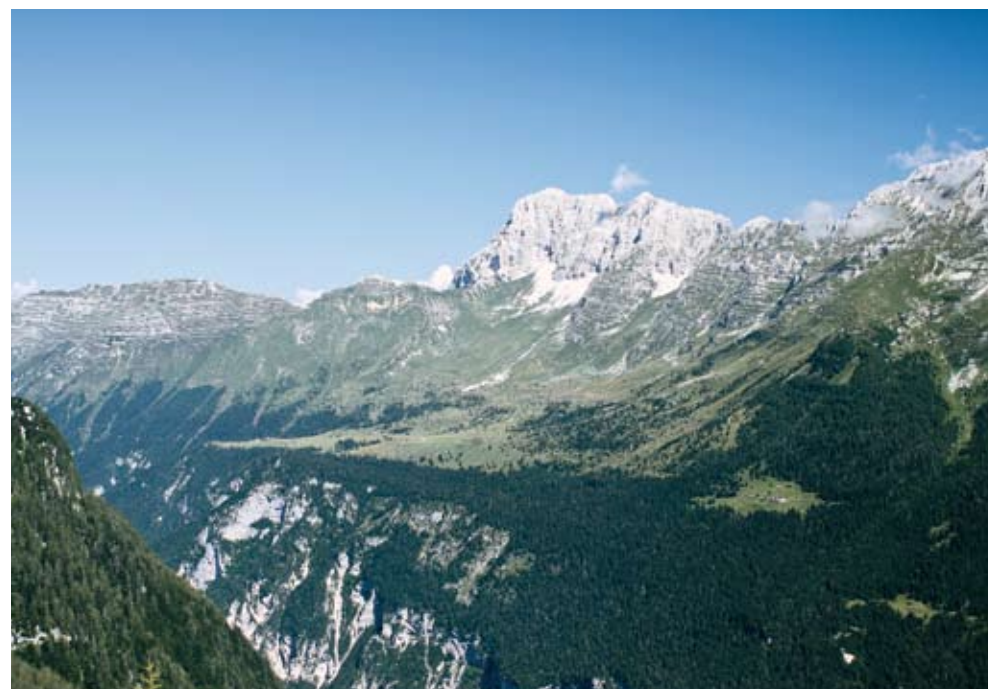
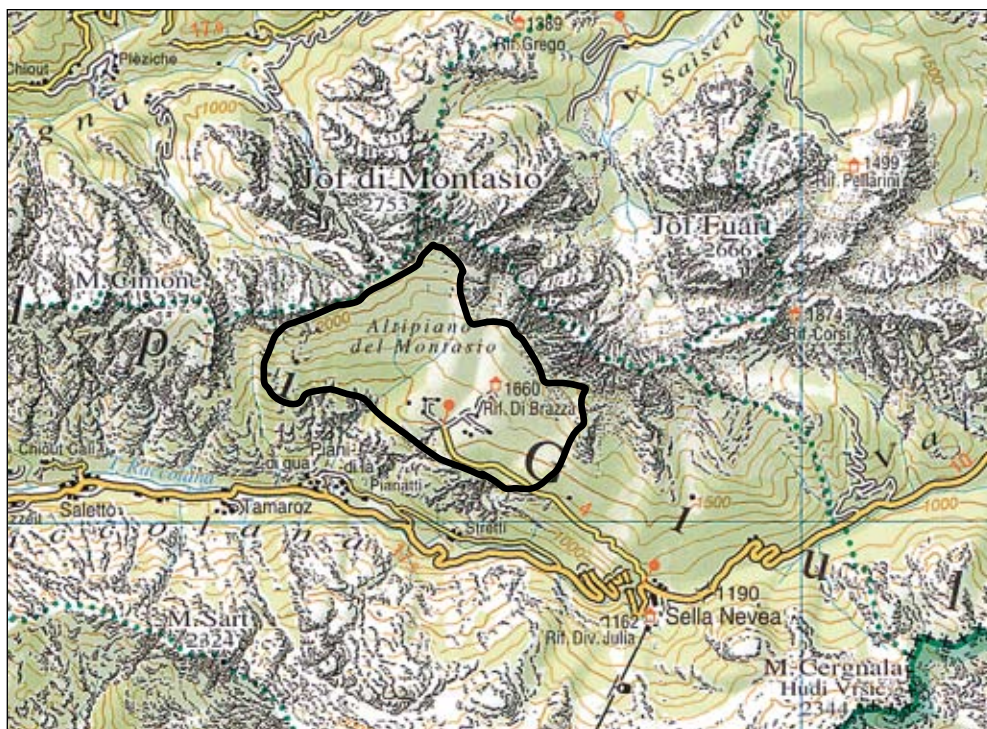
DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini e Katiuscia Discenza

Sella Nevea, così come l'intero Altopiano del Montasio, appartiene oggi all'estrema porzione orientale del bacino idrografico del Mare Adriatico. Lo spartiacque tra quest'ultimo e il bacino del Mar Nero corre a un solo chilometro da Sella Nevea, verso Tarvisio. Le acque dell'intero comune di Tarvisio, quindi, dopo un percorso di oltre 2.000 km, si riversano nel Mar Nero, via Slizza-Gail-Drava-Danubio (v. geosito Spartiacque di Camporosso).

Il caratteristico Altopiano del Montasio è cinto sul lato settentrionale dalle chiare litologie carbonatiche della Dolomia Principale e, verso Est, del Calcare di Dachstein (Triassico sup.), mirabilmente esposte nelle immense pareti verticali stratificate. Guardando insieme cielo e pareti calcaree è l'intero Altipiano a muoversi silenzioso, scivolando nell'aria e a ritroso nel tempo. E per muoversi attraverso il tempo basta raccogliere i segni che l'acqua e il ghiaccio hanno lasciato sul territorio.

Sul lato settentrionale, il ripiano si inarca fino a trasformarsi nelle pareti rocciose verticali del Jôf di Montasio, più comunemente noto come Montasio. Sul lato opposto invece, lo stesso ripiano è interrotto da un profondo salto in roccia: 800 m più in basso corre il fondo della Val Raccolana. La parete ripida vista dal fondovalle, dal paese di Piani, non è altro che uno dei due versanti a U della Val Raccolana, residuo dei recenti transiti glaciali würmiani. Resti glaciali sono presenti anche sull'Altopiano del Montasio.

La prima evidenza di questo tipo è data dalla forma a conca di circo glaciale. Un anfiteatro glaciale anomalo rispetto alla classiche morfologie conservate in tutto l'arco alpino. La sensazione che dà a un occhio più esperto è che gli manchi qualcosa. In effetti è come se l'originaria forma a conca, col tempo, fosse stata sventrata e ora appaia monca rispetto al suo sviluppo originario.

Il "pezzo mancante" avrebbe dovuto trovarsi proprio lì dove oggi si osserva l'incisione glaciale della Val Raccolana, da Sella Nevea a Piani. Effettivamente, molte centinaia di migliaia d'anni fa (500.000,

I Piani del Montasio visti dall'altopiano del Monte Poviz. Sulla sinistra il solco dell'alta Val Raccolana che è penetrato verso Sella Nevea, incidendo i Piani stessi.

Vista panoramica verso NE che evidenzia il contrasto tra le morfologie ondulate dell'Altopiano e quelle aspre delle quinte carbonatiche del Montasio. Dossi e conche erbose tradiscono la presenza di accumuli di origine glaciale che tramandano ancora la forma del piccolo corpo glaciale, in ritiro progressivo, capace di scaricare alla propria fronte i frammenti rocciosi "graffiati" dalle pareti rocciose superiori.

Il Montasio e il suo altopiano (sulla sinistra) visti da Ovest. In giallo l'antico limite di spartiacque di I ordine; le due frecce mostrano la direzione dei drenaggi (verso Tarvisio). La linea blu puntinata mostra invece la posizione attuale dello spartiacque di I ordine.

come ordine di grandezza), il tratto prossimale della odierna Val Raccolana, non esisteva ancora. Al suo posto, ma a quote ben più elevate, si estendeva il fondo dell'antico circo glaciale del Montasio.

In questa ricostruzione il circo era delimitato da un crinale roccioso, attestato intorno a 2000-2700 m, che dal Jôf di Montasio si incurvava, passando sulla verticale di Piani, e si congiungeva alla cresta di crinale che ancor oggi conduce alla cima del Monte Canin. Era una grande conca aperta verso Est, capace di ricevere apporti nivali in abbondanza. Sotto il proprio carico si compattavano trasformandosi in ghiaccio che fluiva verso Tarvisio.

Ai tempi del grande circo glaciale del Montasio-Canin, si presume intorno a mezzo milione di anni fa, la Val Raccolana era molto più corta e molto meno profonda di quanto lo sia oggi. Il diaframma roccioso di Piani era il suo confine di spartiacque. Fungeva, alternativamente, da discriminante glaciale o idrografica, a seconda del clima.

Verso Tarvisio (Est) si muoveva la poderosa lingua glaciale del Montasio-Canin; sul lato opposto del diaframma, verso Chiusaforte (Ovest), scendeva invece l'esigua lingua glaciale della Val Raccolana, che a quel tempo si chiudeva all'altezza di Piani, dove il Torrente Raccolana aveva ancora le proprie sorgenti.

Al termine di quell'antica fase glaciale (precedente a quella würmiana) la conca del Montasio-Canin fu restituita al controllo delle acque. La porzione del Monte Canin proseguì la propensione al carsismo, già attiva grazie alle acque di fusione che circolavano alla base della coltre di ghiaccio.

Al contrario, l'area del Jôf di Montasio diventò sede di ruscellamenti superficiali con rielaborazione e deposizione di grandi quantità di sedimenti grossolani (pietrisco e ghiaie). Parte degli antichi depositi (di età pleistocenica media) è ancora presente sotto forma di brecce cementate e conglomerati tenaci affioranti lungo i limiti del vasto Altopiano del Montasio.

Sono in gran parte riconoscibili da lontano, già dal parcheggio di quota 1500 m, oltre il quale si può procedere solo a piedi. Rappresentano i resti di ampi conoidi di deiezione sovrapposti a meno evidenti resti di falde detritiche (brecce di versante). Entrambi i depositi hanno poi subìto, ripetutamente, l'alternarsi di esarazioni glaciali e di erosioni torrentizie che hanno finito per cancellare le originarie forme a ventaglio. Ugualmente, attraverso le stratificazioni inclinate, ben percepibili nei residui risparmiati dalle erosioni, è possibile riconoscere un enorme conoide di deiezione il cui apice si collocava appena sotto l'odierna cima del Jôf di Montasio. Il deposito si espandeva a ventaglio verso SSE, antica direzione di drenaggio, opposta all'attuale, e aveva un raggio non inferiore a 2 km.

A conferma che in passato (Pleistocene Medio) i ghiacci e le acque di questo settore scorrevano ancora verso Est (bacino del Mar Nero), si aggiungono i dati dei drenaggi carsici profondi del massiccio del Monte Canin. Anch'essi, in opposizione alla situazione attuale, procedevano lungo un complesso reticolo di gallerie inclinato verso Tarvisio.

I drenaggi superficiali del settore Montasio-Canin entrarono in crisi quando cedette il diaframma di spartiacque posizionato sulla verticale di Piani. Con tutta probabilità il crollo avvenne durante un'antica fase interglaciale.

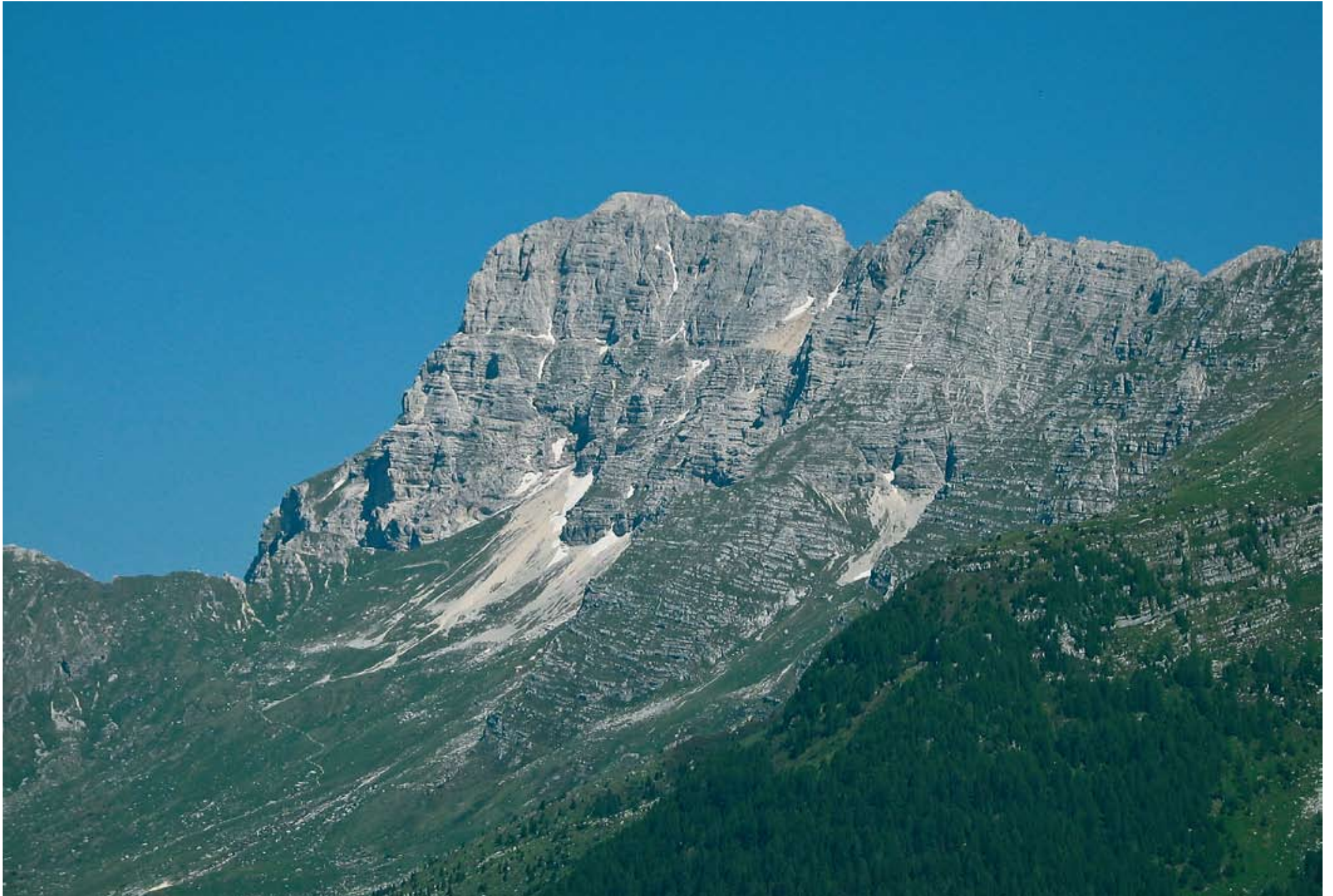
Ma sarebbe stata l'azione esaratrice dei successivi ghiacci (forse intorno a 400.000 anni fa) a scalzare i residui del franamento e liberare il territorio, predisponendolo alle erosioni fluviali.

Rapidamente la testata della Val Raccolana cominciò ad arretrare verso Est incidendo un solco fluviale proprio al centro della originaria conca glaciale e torrentizia del Montasio-Canin. Quella conca che, col passare delle centinaia di migliaia

Il Montasio.

Residuo di un ampio conoide di deiezione asportato dai ripetuti transiti glaciali

Zona di produzione dei detriti del conoide

Estensione minima dell'antico conoide di deiezione

Porzione occidentale dell'Altopiano del Montasio. Si riconoscono i resti di depositi molto antichi (un conoide di deiezione) che coprivano gran parte del settore. Ciò avveniva molte centinaia di migliaia di anni fa: l'area apparteneva al bacino idrografico del Mar Nero.

Viste ravvicinate su quanto resta degli antichi depositi (conoide di deiezione) che molte centinaia di migliaia d'anni fa caratterizzavano la zona oggi denominata Altopiano del Montasio, a quei tempi ancora sagomata a conca aperta verso Tarvisio.

Due grandi massi erratici abbandonati da una lingua glaciale (tardo-glaciale) in ritiro.

d'anni, proprio a causa dell'arretramento del solco del Torrente Raccolana, sarebbe stata destinata a trasformarsi in "altopiano".

A ogni successivo deterioramento climatico il segmento di valle conquistato dall'erosione regressiva del Torrente Raccolana diventava un invito morfologico per i flussi glaciali. Fu così che i ghiacci del Jôf di Montasio e del Monte Canin si riversarono nel solco fluviale e, scorrendo questa volta verso Chiusaforte (Ovest), cominciarono a modellare il nuovo segmento vallivo con la tipica morfologia a U.

Appena prima dell'ultima fase glaciale (Würm, circa 120.000-10.000 anni fa), l'arretramento delle sorgenti del Torrente Raccolana giunsero a lambire Sella Nevea.

Poco meno di 20.000 anni fa il sito fu pressoché completamente liberato dai ghiacci. Poi fu la volta di un rapido deterioramento climatico, realizzatosi circa 16.000 anni fa; una sorta di colpo di coda del glacialismo würmiano esauritosi circa 10.000 anni or sono. In questo breve intervallo - noto come tardo-würmiano, o semplicemente tardo-glaciale - sulle zone alpine più interne si formarono piccoli e numerosi centri di produzione di ghiaccio, collocati di preferenza nei circhi glaciali delle quote più elevate. L'Altopiano del Montasio aveva l'altitudine adatta e, seppure sventrato dalle vicissitudini dell'ultimo mezzo milione di anni, era pur sempre una conca - seppure mutilata - adatta ad accumulare neve che, sotto il peso del proprio carico, si sarebbe compattata trasformandosi in ghiaccio.

I conglomerati interglaciali affioranti presso Sella Nevea.

Un piccolo ghiacciaio tardo-würmiano finì dunque per insediarsi nella conca del Jôf di Montasio (lato Sud). Oggi la sua presenza è ricostruibile attraverso i segni inequivocabili lasciati sul territorio del sito, tra le quote 1500 e 1700 m.

Si tratta di cordoni morenici frontali, distribuiti a quote progressivamente più elevate. Testimoniano i progressivi arretramenti nel tempo (e momentanei stazionamenti) del suo piccolo ghiacciaio tardo-würmiano. L'arco morenico stadiale più esterno (ed esteso) è intercettato dal posteggio di quota 1500 m. L'accumulo, facilmente riconoscibile, anche se rivestito da diffusa copertura erbosa, si allunga in direzione Est-Ovest per oltre mezzo km ed è spesso 50 m. Risalendo il pendio che porta al Rifugio di Brazzà si individuano altri tre cordoni morenici, concentrici e ravvicinati. La sommità dei rispettivi accumuli nastriformi, estesi poco meno di mezzo km, corre alle quote 1615, 1640 e 1680 m.

Con la loro posizione, confinata tra residui di antiche brecce cementate e conglomerati di conoide, suggeriscono la forma del colatoio glaciale tardo-würmiano che dalla cima del Jôf di Montasio si allungava verso Sud. Questi tre archi morenici sono ben traguardabili dal belvedere del Rifugio di Brazzà costruito su uno sperone di antica breccia cementata. Formano gli ultimi segni lasciati sul territorio dalla complessa e affascinante evoluzione quaternaria di questo sito.

Bibliografia essenziale: Chiappini, Paulatto & Vaia, 1996; Cucchi F., 2000; Desio A., 1926: Gortani M., 1959; Ponton M., 2007; Venturini C., 2003a; 2006.

Conca glaciale dello Jôf di Montasio

• **Alta Val Saisera**, Dogna e Malborghetto-Valbruna, Udine.
Insieme al ghiacciaio del Canin quello del Montasio rappresenta, o meglio rappresentava, l'ultimo residuo della vasta calotta glaciale che fino a 30.000-18.000 anni fa ricopriva la maggior parte delle Alpi, comprese le aree montane del Friuli Venezia Giulia. Il ghiaccio, o le superfici che fino a pochi decenni fa esso ricopriva, rappresentano quindi strutture fossili di grande interesse. Nonostante le modeste dimensioni, l'importanza del ghiacciaio del Montasio, rimane notevole: si tratta del ghiacciaio più orientali dell'interno Arco Alpino, e si trova a quote eccezionalmente basse rispetto a quelli del settore occidentale della Catena. La cresta rocciosa che li protegge, infatti, raggiunge raramente i 2500 metri di altitudine e il loro limite inferiore si trova poco oltre i 2000 metri.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia.
• **Accessibilità:** è ben osservabile dallo Jôf di Sompdogna. Per raggiungere la morena frontale si può percorrere il sentiero attrezzato "Anita Goitan" a partire dal Bivacco Stuparich, a cui si arriva salendo dal fondo della Val Saisera per il sentiero CAI n. 611.

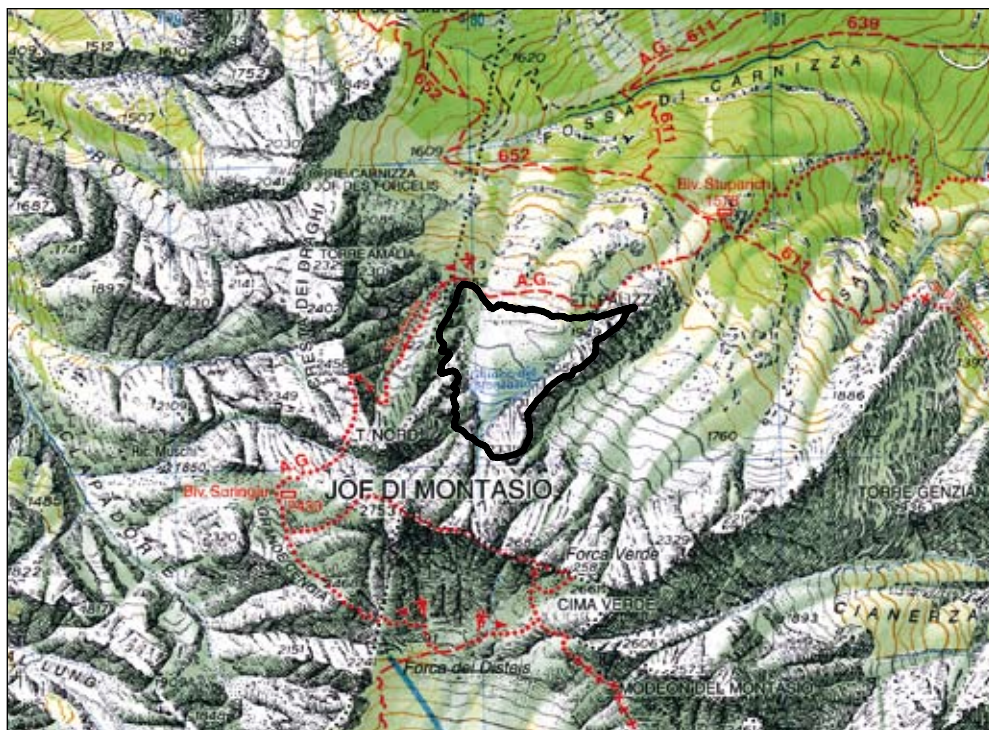
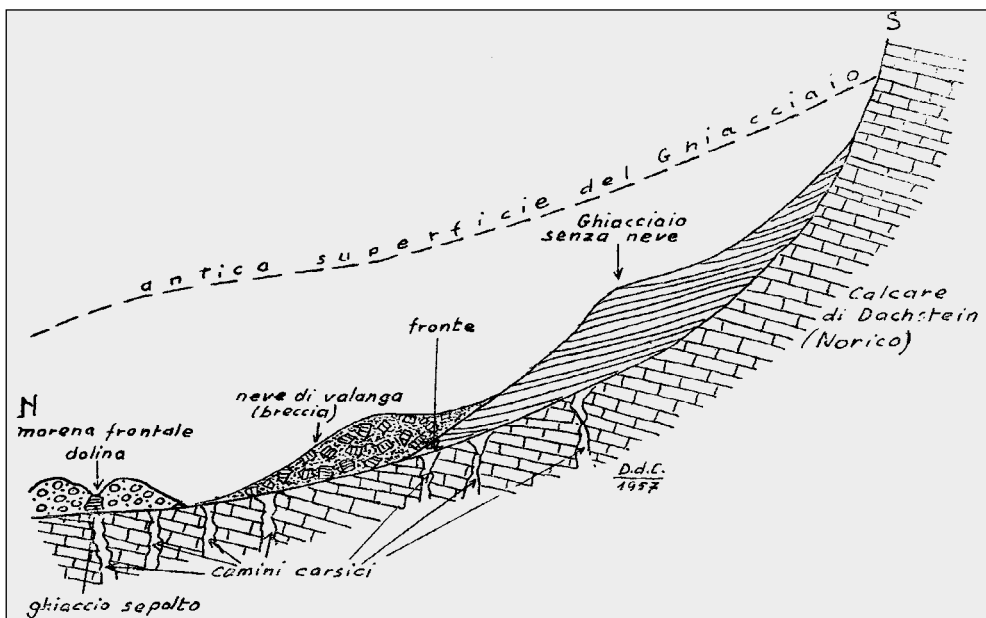
DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro

Il ghiacciaio (o meglio, ciò che oggi ne rimane) si trova sul lato settentrionale dello Jôf di Montasio sul versante che si affaccia sulla Val Saisera. A segnalarne l'esistenza nella letteratura scientifica per la prima volta fu Ardito Desio. Egli vi si imbatte nel 1920 quando dopo la Grande Guerra del '15-18 ripresero le osservazioni glaciologiche sulla Alpi orientali.

Le ricerche che seguirono portarono all'identificazione di tre piccoli ghiacciai, rispettivamente chiamati ghiacciaio occidentale, orientale e minore del Montasio. Complessivamente alla fine degli anni '60 raggiungevano la superficie di circa 10 ettari. Dei tre, attualmente rimane soltanto quello Occidentale, ridotto ormai ad una piccolissima placca di ghiaccio riparata da un canalone.

Punto di partenza obbligatorio per chi decide di intraprendere la scalata alla parete nord del Montasio seguendo la storica e suggestiva via Kugy, (in onore di Julius Kugy, padre e scopritore dei percorsi più affascinanti delle Alpi Giulie) il ghiacciaio si presenta come un conoide di ghiaccio e neve alto circa 200 metri.

Le ricerche del secolo scorso hanno evidenziato una generale fase di ritiro a partire dal 1875 circa, interrotta da due deboli fase di avanzamento tra il 1908-1921 e gli anni '50-'60 del secolo scorso. In conseguenza del generalizzato problema dell'innalzamento della temperatura, anch'esso negli ultimi anni ha accusato sostanziali riduzioni di volume e sensibili arretramenti.

Basta dare un'occhiata alle pareti rocciose che lo racchiudono e alla morena antistante per rendersi conto di quanto più ampio fosse solo qualche decennio fa, tanto è vero che l'attacco della via Kugy, una volta senza difficoltà di sorta, ora presenta un primo tratto con difficoltà di III e IV grado. Tale situazione, se non interverrà un'inversione di tendenza, porta ad ipotizzare per un futuro molto prossimo, la sua completa scomparsa.

Il Gruppo del Montasio visto da Nord. Sono ben evidenti gli ultimi lembi del ghiacciaio la cui fase di ritiro ha iniziato a farsi più marcata dalla fine del XX secolo.

Lo schema del ghiacciaio come descritto da Dino di Colbertaldo (1946).

Il ghiacciaio, con la morena frontale ricoperta di neve, negli anni '90.

Il ghiacciaio con i depositi morenici che, nella stagione estiva (anni '90), risultano oramai ricoperti solo da ridottissimi accumuli di neve perenne.

Nel settembre del 1993, a seguito di un periodo di piogge particolarmente intense, si è formata una colata detritica costituita dai materiali ghiaiosi che ricoprivano parte della superficie del ghiacciaio.

Anche il fronte destro della morena antistante ha subito un cedimento. Compiuto un salto di circa 1000 m di dislivello, la massa di detriti (stimata in alcune decine di migliaia metri cubi) si è riversata a valle, depositandosi al fondo della valle del Torrente Saisera. Questo crollo ha contribuito a mettere a nudo parte del ghiaccio da sempre sepolto sotto i detriti morenici, rendendolo ancora più vulnerabile all'azione degli agenti atmosferici.

Comunque le ultime osservazioni, effettuate in particolare da studenti dell'Istituto Superiore "I. Bachmann" di Tarvisio negli anni 2004 e 2005, segnalavano una pur debole ripresa dei volumi glaciali, almeno rispetto alla situazione rilevata nel 1993.

Non sono stati raccolti dati sulla situazione del ghiaccio i questi ultimi anni, che, notoriamente, sono stati tra i più caldi degli ultimi 120 anni.

Bibliografia essenziale: Di Colbertaldo D., 1946; Istituto Superiore Istr. Secondaria "I. Bachmann", 2006; Serandrei Barbero R., 2000; Simonetto L., 2003; http://www.aineva.it/pubblica/neve43/montasio.htm

Conca glaciale del Monte Canin

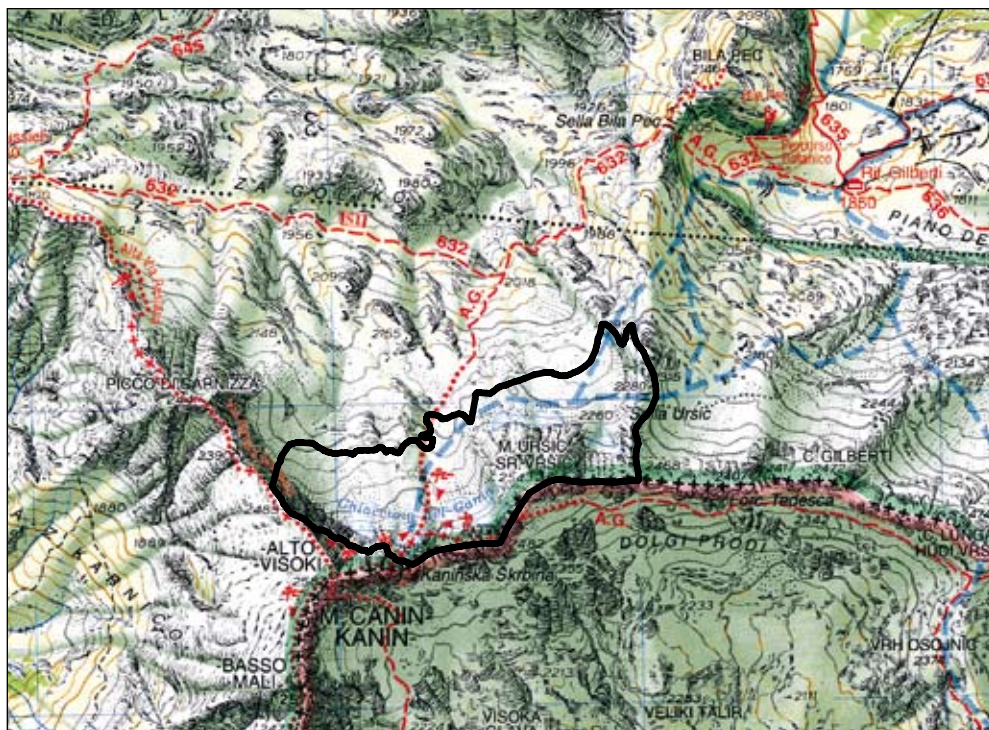
• **Monte Canin, Monte Ursic**, Resia, Udine.
Insieme al ghiacciaio del Montasio quello del Canin rappresenta, o meglio rappresentava, l'ultimo residuo della vasta calotta glaciale che fino a 30.000 -18.000 anni fa ricopriva la maggior parte della catena Alpina, comprese le aree montuose del Friuli Venezia Giulia. Il ghiaccio o le superfici che fino a pochi decenni fa il ghiaccio ricopriva rappresentano quindi strutture fossili di grande interesse. Nonostante le modeste dimensioni, inoltre, l'importanza del ghiacciaio rimane comunque notevole: si tratta dei ghiacciai più orientali dell'interno Arco Alpino, e che si trovano a quote eccezionalmente basse rispetto a quelli del settore occidentale della Catena. La cresta rocciosa che li protegge, infatti, raggiunge raramente i 2500 metri di altitudine e il loro limite inferiore si trova poco oltre i 2000 metri.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia.
• **Accessibilità:** è raggiungibile tramite il sentiero escursionistico CAI n. 632 a partire dal Rifugio Gilberti (stazione a monte della funivia) in direzione di Sella Grubia.

DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi

Il ghiacciaio del Monte Canin, è stato segnalato ufficialmente soltanto alla fine del XIX secolo. Fino allora, infatti, l'aspra morfologia delle valli di accesso e, soprattutto, la situazione delle strade nelle zone montane del Friuli non favorirono lo sviluppo dell'escursionismo montano.

I primi a risalire il ghiacciaio del Canin furono Giacomo Savorgnan di Brazzà e la guida alpina Antonio Siega: era l'estate del 1880. In quell'occasione, i due fissarono alcuni punti di riferimento con l'intenzione di stabilire se anche i piccoli ghiacciai del Canin si stavano lentamente sciogliendo. I risultati degli studi sui grandi ghiacciai alpini, iniziati solo qualche anno prima, mostravano già allora una generale tendenza regressiva.

Negli anni successivi Savorgnan di Brazzà rilevò, alle falde del Canin, tre ghiacciai. Il più grande era quello situato più ad Ovest, il Ghiacciaio Occidentale, racchiuso fra il Picco di Carnizza, il Monte Canin e il Monte Ursic. Una cresta rocciosa che dall'Ursic si protende verso Nord lo separava dal Ghiacciaio Orientale, un po' più piccolo. Questi due ghiacciai erano uniti alla base sotto lo sperone roccioso e formavano così un'unica fronte. Un'altra cresta rocciosa che dal Monte Ursic si estende verso Est separava i primi due dal terzo, il minore dei ghiacciai del Canin, chiamato Ghiacciaio dell'Ursic. Quest'ultimo, durante la Piccola Età Glaciale (secoli XV-XIX), comunicava con l'orientale attraverso l'omonima Sella a forma di U.

Dalle misure di Savorgnan di Brazzà risulta che il fronte glaciale era lungo complessivamente 3 km e nel punto di massima estensione raggiungeva una larghezza di circa 700 metri. Inoltre, grazie ai segnali di riferimento posti nel 1880, egli misurò per la prima volta l'arretramento della fronte glaciale, iniziando così una serie di osservazioni che, quasi senza soluzione di continuità, sono proseguite fino ai giorni nostri. In particolare, durante le osservazioni condotte nel 1920,

Il Massiccio del Monte Canin e gli ultimi lembi del ghiacciaio. Nelle aree esterne al ghiacciaio gli accumuli detritici, in parte di origine morenica e in parte di deiezione, sono parzialmente stabilizzati dalla vegetazione.

Il Massiccio del Monte Canin e gli ultimi lembi del ghiacciaio.

Il Ghiacciaio del Monte Canin in una immagine storica (da Giordano, 1925).

Un'antica immagine del ghiacciaio del Monte Canin, poco dopo la fine della Prima Guerra Mondiale (da Kugy, 1933). Il confronto con le immagini attuali permette di valutare l'entità del ritiro in meno di un secolo.

Ardito Desio segnalò l'esistenza di un ulteriore ghiacciao (Ghiacciaio del Montasio) alle falde del Jôf di Montasio.

In questi ultimi anni è stato effettuato un monitoraggio quasi continuo delle condizioni dei nostri ghiacciai e si è vista una forte tendenza regressiva in accordo con l'andamento generale dei ghiacciai a livello mondiale. Il ritiro è la conseguenza più immediata di un andamento climatico caratterizzato da valori della temperatura estiva e delle precipitazioni invernali sfavorevoli al glacialismo.

Eccetto due brevi periodi in cui si è verificata un'inversione di tendenza (1908-1920 e fine anni '40-1961), i ghiacciai del Canin, così come del Montasio, si sono ridotti in maniera considerevole raggiungendo le dimensioni minime degli ultimi 5000 anni.

Negli ultimi 30 anni il fronte del ghiacciaio si è ritirato di 100 metri circa; attualmente costituisce un residuo glaciale in gran parte coperto da una grande quantità di detriti ed è perciò destinato ad essere un piccolo "ghiacciaio di pietre" o *rock glaciers*. Del ghiacciaio rimangono due piccoli lemb (residui dei ghiacciai occidentale ed orientale) ed alcuni nevai secondari, sopravvissuti grazie all'esposizione a settentrione, alle notevolissime precipitazioni di questa zona alpina e alla morfologia particolarmente angusta e profonda delle valli.

Sotto le pendici settentrionali del Monte Canin, sopra i residui dei due ghiacciai, si nota un cambiamento nel colore delle rocce che corrisponde alla massima espansione raggiunta dal ghiaccio prima che iniziasse l'attuale fase di ritiro. Più a valle una morena segna la massima espansione di quelle calotte alla fine dell'ultima fase di espansione, corrispondente al culmine della Piccola Età Glaciale.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B. (a cura di), 2000; Castiglioni G. B., 1979; Di Colbertaldo D., 1946; Giordano M., 1925; Istituto Superiore Istr. Secondaria "I. Bachmann", 2006; Mocchiutti A., Muscio G & Solari M., 2006; Serandrei Barbero R., 2000; Sgobino F., 1992a; 2006; Simonetto L., 2003.

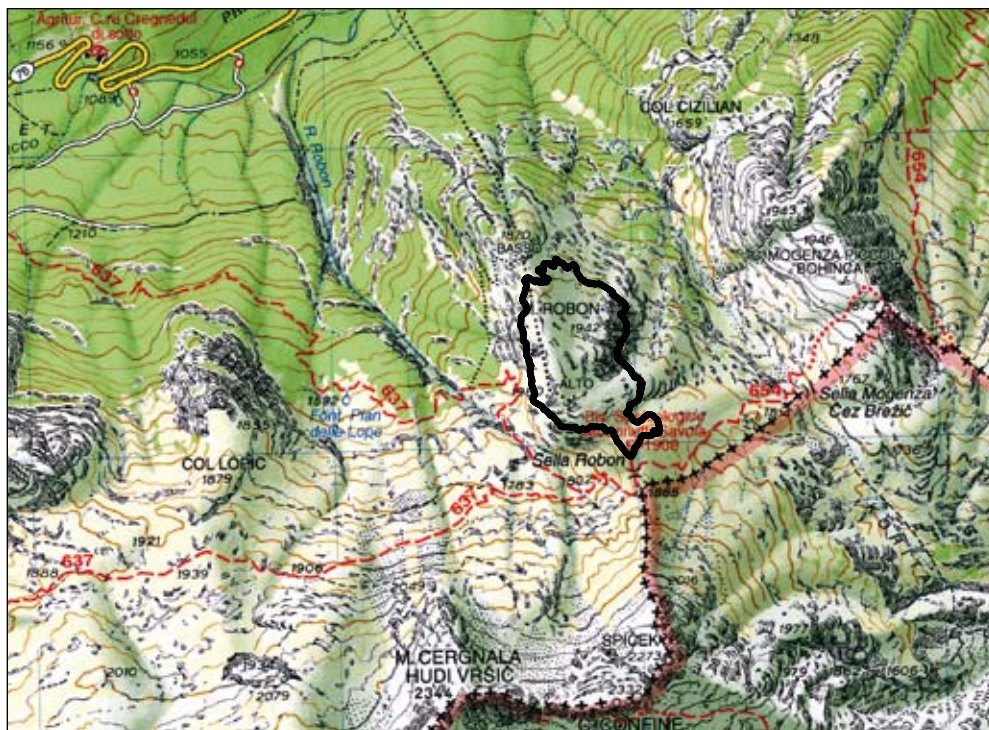
Campi solcati del Monte Robon

• **Sella Nevea,** Chiusaforte e Tarvisio, Udine.
L'area sommitale del rilievo del Monte Robon è interessata da marcati e diffusi fenomeni carsici epigei ed ipogei. Le morfologie carsiche superficiali si sovrappongono alle forme di modellamento delle potenti lingue glaciali che ricoprivano tutto il massiccio. Il geosito quindi presenta particolari aspetti di glaciocarsismo.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** carsismo, geomorfologia, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** è raggiungibile tramite il sentiero escursionistico CAI n. 637, che collega Sella Nevea alla zona nord-orientale del Massiccio del Canin.

DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi, Luca Zini e Santo Gerdol

L'area costituisce l'appendice Nord-orientale del massiccio calcareo del Monte Canin; anche se il Monte Robon, essendo in destra orografica del Rio del Lago, rientra nel sistema idrografico del Danubio. L'assetto geo-strutturale è caratterizzato dalla presenza del sovrascorrimento del Monte Canin, segmento mediano della Linea della Val Resia, che nel settore del Canin assume direzione ENE-WSW. Tale sovrascorrimento taglia il massiccio in quota fino al Monte Robon e prosegue a oriente lungo la Val Mogenza in Slovenia. Un faglia trascorrente destra ad andamento NW-SE interessa il versante occidentale del rilievo e disloca il sovrascorrimento principale della Linea della Val Resia.

La zona del Monte Robon risulta caratterizzata dalla presenza della Fm. dei Calcare del Dachstein (Norico-Retico del Triassico sup), litotipi molto carsificabili e oggetto dei più imponenti fenomeni nel massiccio del Monte Canin. Si tratta di calcari micritici grigi chiari, in strati metrici con megalodonti alternati a calcari stromatolitici con fenestrae ed oncoidi in strati netti decimetrici alternati a calcari stromatolitici, in strati decimetrici, organizzati in cicli peritidali e rari livelli a gasteropodi, coralli ed alghe.

Le manifestazioni di carsismo epigeo assumono caratteri peculiari con diversificata presenza di piccole forme superficiali di dissoluzione quali scannellature, solchi e crepacci carsici, fori di dissoluzione, kamenitze spesso riuniti in estesi campi solcati (karrenfelder) che presentano caratteristiche differenti a seconda dell'inclinazione delle superfici e della loro origine, sovente legata ad esarazione glaciale. Le morfologie carsiche superficiali si sovrappongono infatti alle forme di modellamento delle potenti lingue glaciali che ricoprivano tutto il massiccio, levigando ed asportando ingenti quantità di materiale. Tra le forme collegate al passato glacialismo merita segnalare il circo glaciale tra il Monte Cergnala e Monte Confine a Sud del Monte Robon.

La tozza cima del Monte Robon (settore orientale del massiccio del Monte Canin) che si protende verso la valle del Rio del Lago. Sullo sfondo il massiccio del Montasio.

Scannellature

Ponte di roccia.

Solco a meandro.

Kamenitza con crepacci carsici.

Campi solcati nell'area sommitale del Monte Robon. L'area, costituita da Calcare del Dachstein del Triassico sup., è oggetto di un intenso modellamento da parte del fenomeno carsico. Oltre alle morfologie superficiali sono numerosi gli abissi che si aprono in questa zona.

Nella zona del Monte Robon in un'area dal raggio di 500 m centrata sulla cima sono presenti un'ottantina di cavità a sviluppo prevalentemente verticale di cui cinque superano i 100 m di profondità. Tra di esse l'Abisso de Gasperi (2574/1235 FR) profondo 512 m con uno sviluppo di 400 m, si apre al margine Sud-orientale dell'area ad una quota di 1890 m slm.

Si riconoscono inoltre il Pozzo 2° sul Monte Robon (2472/1130 FR) profondo 235 m che si apre alla quota di 1910 m slm, la Grotta R 7 95 (5743/3246 FR) profonda 150 m (ingresso a quota di 1890 m slm), l'Abisso 2° del Monte Robon (2959/1419 FR) profondo 115 m (ingresso a quota 1950 m slm) e l'Abisso dei Graniciari (4608/2609 FR) situato in prossimità del confine con la Slovenia e profondo 103 m (ingresso a quota 1810 m slm).

Bibliografia essenziale: Casagrande G. & Cucchi F., 2007; Casagrande G., Cucchi F., Manca P. & Zini L., 1999; Cucchi F., Casagrande G. & Manca P., 2000; Mocchiutti A., Muscio G & Solari M., 2006; Montanaro G., Corradin M. & Kravina C., 1998; Ponton M., 2000b; Scrimali F., 2001.

Campi solcati del Monte Poviz

• **Sella Nevea,** Chiusaforte, Udine.
Si tratta di uno dei più estesi campi solcati di tipo alpino in ambito nazionale. I campi solcati sono inseriti sui versanti del Massiccio del Monte Canin, esempio a valenza internazionale di carso alpino con condizionamenti geostrutturali e glaciali. Con la denominazione viene indicata un'area a Sud del Monte Poviz, dove si manifesta marcato e diffuso il fenomeno carsico su pareti calcaree molto inclinate.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** carsismo, geomorfologia, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** è raggiungibile tramite il sentiero escursionistico CAI n. 636, che collega Sella Nevea alla zona nord-orientale del Massiccio del Canin.

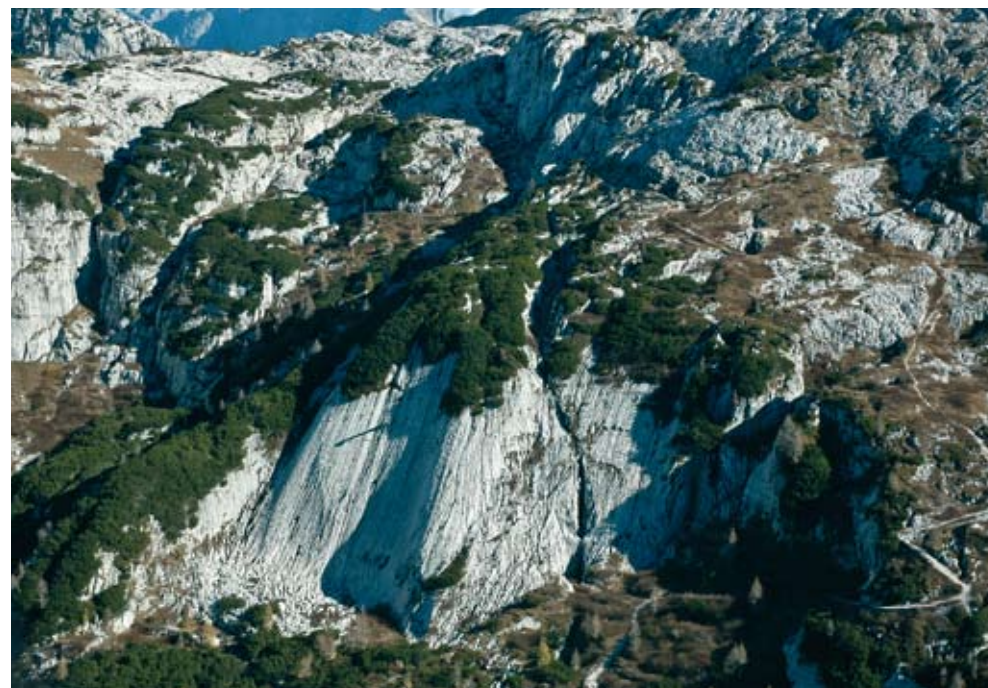
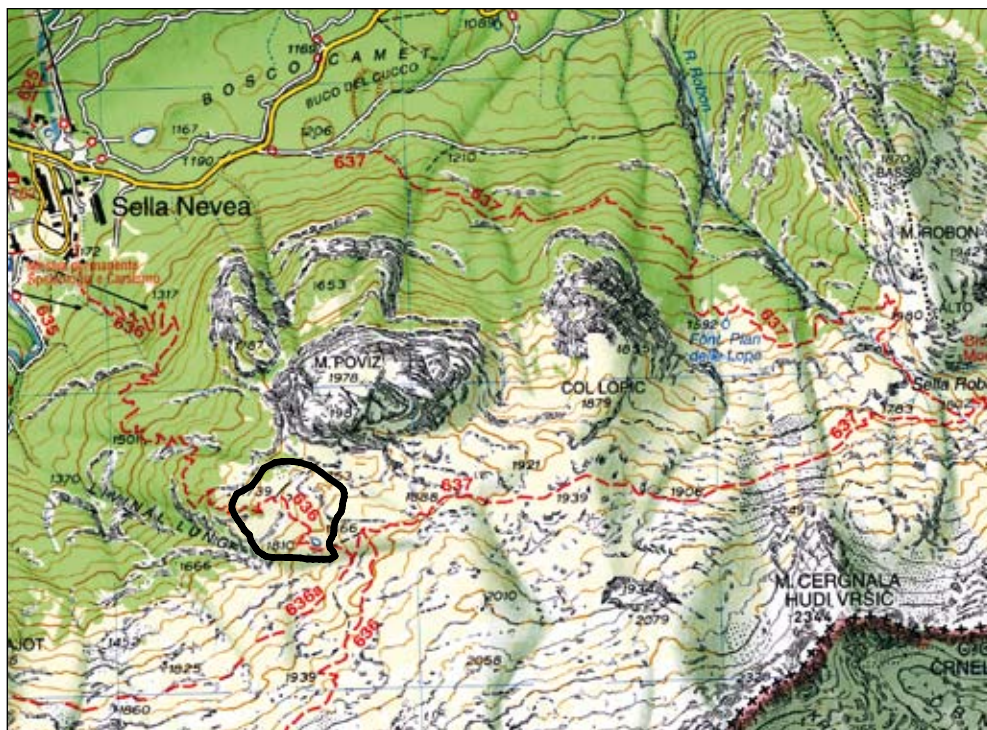
DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi, Luca Zini e Santo Gerdol

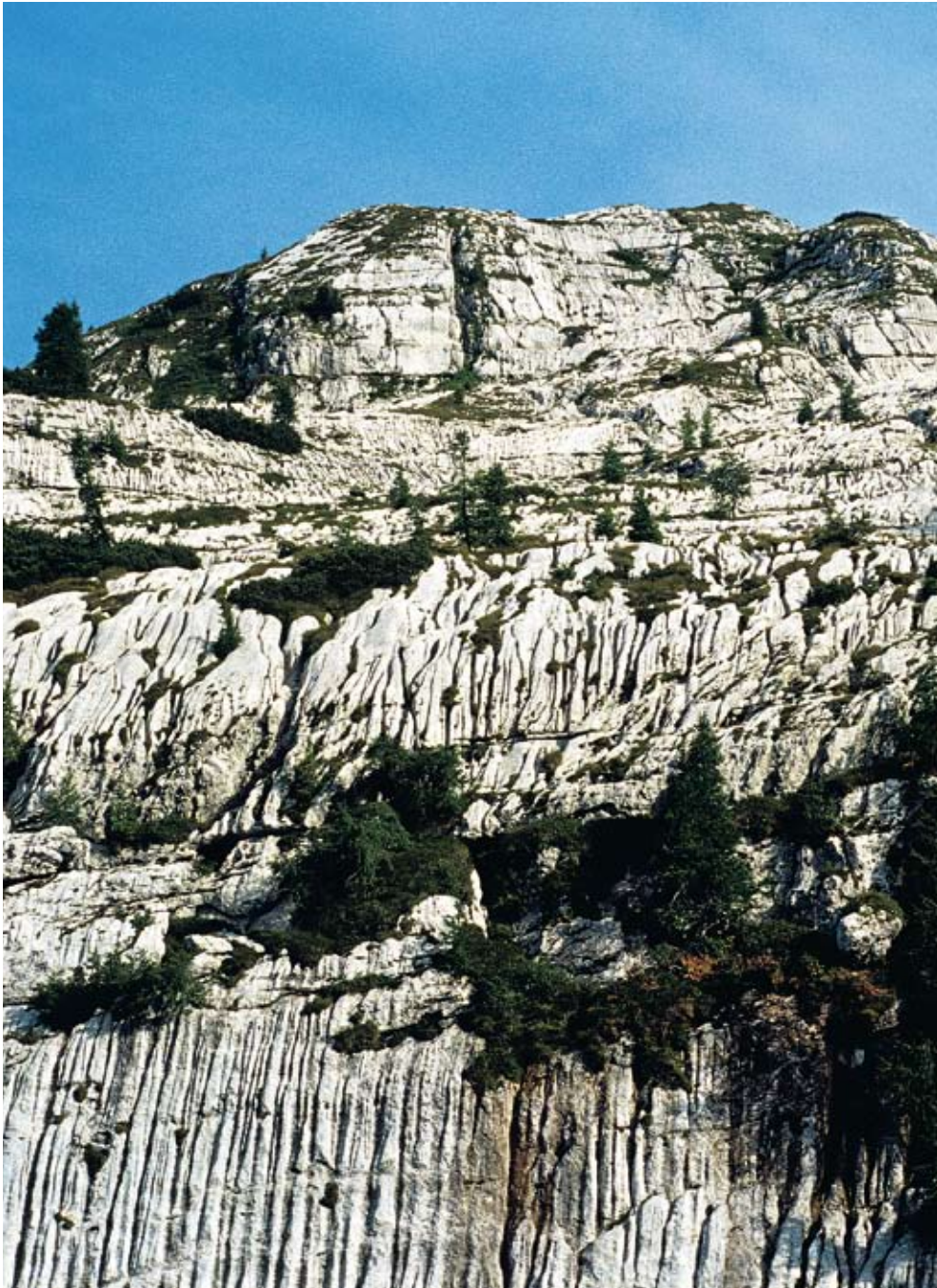
L'area è posta nella parte nord-orientale dell'altopiano calcareo del Monte Canin alle pendici meridionali del Monte Poviz, a quote comprese tra 1750 e 1900 m circa in prossimità dell'intersezione dei sentieri CAI n. 636 e 637. I campi solcati si sviluppano su alcune pareti molto inclinate in calcari oolitici (in quota) ed in calcari triassici a *Megalodon* (a quote inferiori) e consistono in profondi solchi carsici cui si accompagnano karren di vario tipo.

La morfologia dell'altopiano deriva dall'azione di modellamento glaciale che fino a qualche migliaia d'anni fa ricopriva tutto il massiccio. I campi solcati sono limitati ad Est ed a Ovest da faglie subverticali sulle quali si sono impostati imponenti crepacci carsici e da terrazzi strutturali impostati su piani di strato. A conferma dell'alto incarsimento della zona, in un'area di circa 500 m di raggio si trovano circa 60 grotte catastate, di cui tre superano i 100 m di profondità.

Presso il vecchio campo degli alpini ormai in rovina vi è l'ingresso della Grotta del Campo degli Alpini (5126/2855 FR) profonda 438 m, che con l'Abisso Capitan Findus (5574/3138 FR) profondo 735 m forma un unico complesso il cui sviluppo supera il chilometro.

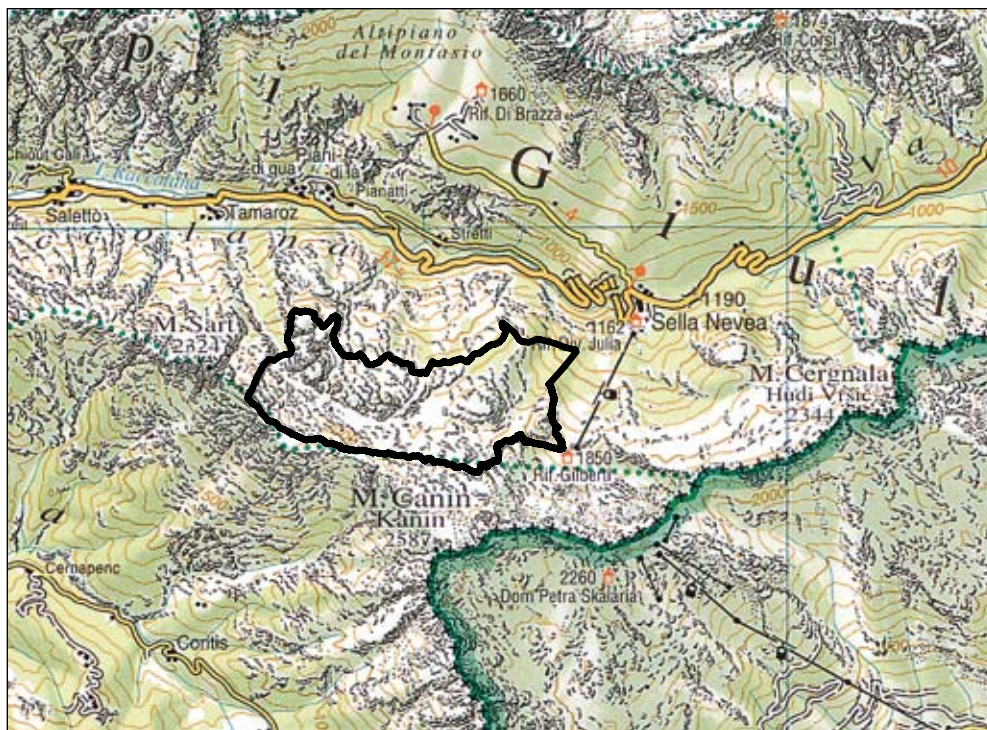
All'interno del vicino complesso Abisso NET 10 (5577/3141 FR) e Abisso del Pero (6145/3532 FR) si apre una delle più vaste caverne di tutto il massiccio del Monte Canin, la Sala delle Meteore con dimensioni 140x40x50 m. Circa 1 km a Sud-Est si apre ad una quota di 2130 m slm una delle grotte più profonde del Canin italiano: l'Abisso Led Zeppelin (5947/3394 FR) che giunge ad una profondità di 960 m con uno sviluppo planimetrico di 2.5 km.

Bibliografia essenziale: Casagrande G. & Cucchi F., 2007; Casagrande G., Cucchi F., Manca P. & Zini L., 1999; Cucchi F., Casagrande G. & Manca P., 2000a; Mocchiutti A., Muscio G & Solari M., 2006; Montanaro G., Corradin M. & Kravina C., 1998; Ponton M., 2000a; Scrimali F., 2001.

Carsismo superficiale sul Monte Poviz, sulla destra la mulatteria che sale da Sella Nevea. L'aspetto più tipico è dato dalla diffusa presenza di campi solcati.

Campo solcato a crepacci.

I campi solcati interessano spesso superfici molto inclinate. Nella parte inferiore della parete sono ben evidenti i profondi solchi carsici.

I solchi a doccia sono legati all'azione di filetti d'acqua; sono normalmente presenti su superfici rocciose nude e piuttosto inclinate dove assumono un andamento rettilineo.

Altopiano carsico del Foran del Muss

• **Foran del Muss, Col delle Erbe, Sella Nevea,** Chiusaforte, Udine.
Esempio eccezionale di carsismo alpino, l'altopiano del Foran del Muss si trova nella parte NW del Massiccio del Monte Canin, compreso tra i 1800 e i 2000 m circa di quota. È un geosito complesso di circa 4 km^2 in cui accanto a campi solcati ed altre morfologie carsiche di rara imponenza ed estensione si aprono centinaia di cavità alcune delle quali hanno profondità notevoli e danno accesso a complessi ipogei a sviluppo chilometrico. Nel suo ambito sono presenti inoltre affioramenti peculiari e si manifestano palesemente eventi tettonici particolari.
• **Grado d'interesse:** sovranazionale.
• **Interesse scientifico:** carsismo, geomorfologia, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** è raggiungibile con diversi sentieri di alta quota CAI che si diramano sia dalla Val Resia che dalla Val Raccolana. Con dislivelli superiori ai 1000-1500 m sono riservati ad escursionisti esperti ed allenati. Nel periodo estivo la funivia che collega Sella Nevea al Rifugio Gilberti (1850 m), permette di raggiungere più comodamente il geosito. Dalla stazione di arrivo si sviluppa verso Ovest la mulattiera CAI n. 632 che porta a Sella Grubia (200 m circa di dislivello).

DESCRIZIONE

A cura di Franco Cucchi, Luca Zini e Maurizio Ponton

L'altopiano del Foran del Muss fa parte dell'articolato pianoro settentrionale del Monte Canin in sinistra del Torrente Raccolana (Col delle Erbe, Piano del Prevala, Kaninski Podi, Goricica, Bila Pec, Pic Majot, Monte Poviz, Cucila e Kopa) la cui morfologia è il risultato di più fasi erosive e glaciocarsiche impostatesi su importanti linee tettoniche. Si ricorda che in destra del Torrente Raccolana si estende l'Altopiano del Montasio, geosito a carateri più marcatamente glaciali.

L'altopiano del Foran del Muss-Col delle Erbe è caratterizzato da strati inclinati a monoclinale, in gran parte appartenenti alle formazioni della Dolomia Principale (Norico), dei Calcari del Dachstein (Retico) e dei calcari giurassici. Eclatanti sono le morfologie carsiche superficiali: scannellature, solchi, crepacci, vaschette, fori di dissoluzione danno corpo a estesi e variegati campi solcati, numerose sono le doline ed i piccoli polje, i pozzi da neve, gli inghiottitoi, le fratture beanti. L'area è interessata da un fitto reticolo di faglie e fratture ad alto angolo o verticali: le discontinuità sono ben osservabili data l'assenza della vegetazione e di corsi d'acqua in superficie. Su esse si è impostato il fenomeno carsico profondo che si esplica in un complesso intreccio di cavità date da pozzi, gallerie, forre, cunicoli, sale di crollo.

L'unità più intensamente carsificata è quella dei Calcari del Dachstein, mentre la Dolomia Principale costituisce un livello di acquitard. L'intricato sistema di reticoli carsici, che si sviluppa nel sottosuolo del Foran del Muss-Col delle Erbe (con vani ipogei estesi complessivamente più di 50.000 metri), drena le acque di questa vasta zona di assorbimento, convogliandola prevalentemente verso il Fontanone di Goriuda (v. geosito dedicato), il quale si getta nel Torrente Raccolana con una spettacolare cascata a quota 860 m, ma anche verso il bacino del Fiume Isonzo in Slovenia (area sorgentifera di Bovec).

Adiacenti al geosito se ne riconoscono altri, importanti dal punto di vista geomorfologico (v.

Solchi carsici nei calcari del Triassico sup. (Retico)-Giurassico. Le morfologie a conca in primo piano sono la testimonianza di antiche doline rimodellate dal ghiaccio.

geositi: Conca Glaciale del Monte Canin, Campi solcati del Monte Robon, Campi solcati del Monte Poviz).

All'interno del geosito si aprono gli ingressi di oltre 800 cavità; tra queste 45 superano i 100 metri di profondità (10 si spingono ben oltre i -600 m dalla superficie) e 6 presentano uno sviluppo maggiore di 1000 metri. Le cavità che presentano maggior sviluppo planimetrico si collocano nella parte centrale del geosito: Abisso Michele Gortani (8323 m); Abisso Giovanni Mornig (3465 m); Abisso Marino Vianello (3145 m); Abisso Enrico Davanzo (1500 m); Abisso Carlo Seppenhofer (1500); Abisso Emilio Comici (1500 m).

Nella parte Nord-orientale si apre il Complesso del Col delle Erbe; la successione di gallerie e di pozzi verticali supera i 30 km di sviluppo ed è prossima ai 1000 metri di profondità. Le grotte principali che costituiscono il complesso sono: Abisso Michele Gortani; Abisso Enrico Davanzo; Abisso Marino Vianello; Abisso Gianni Venturi; Meandro del Plucia; Pozzo del Chiodo; L 33; Abisso U2.

Nella parte centrale si sviluppa il Complesso del Foran del Muss; le grotte principali che lo costituiscono sono: Abisso Carlo Seppenhofer, Abisso Giovanni Mornig e Abisso Emilio Comici.

Strutture tettoniche del Bila Pec

Le pareti, ed in specie la parete Est, del tozzo rilievo del Bila Pec permettono di valutare i risultati di azioni tettoniche compressive all'interno di una massa rocciosa calcarea a grossi banchi come quella del Calcare del Dachstein. Si possono individuare piani di faglia immergenti a NNE che si incrociano con piani immergenti a SSW i quali in genere ritagliano i primi, e quindi sono più recenti.

Sulla parete Ovest, dal Foran del Muss, si può osservare come presso la Sella Bila Pec queste strutture tettoniche siano nettamente troncate dalla Dolomia principale sovrascorsa, per effetto del Sovrascorrimento del Canin su calcari giurassici e che la cima del Monte Bila Pec è un klippen, formato da Calcari del Dachstein anch'essi sovrascorsi sui calcari giurassici.

Fossili di Megalodon nel Calcare del Dachstein

Nell'area fra la stazione alta della funivia, il Rifugio Gilberti e la parete Est del Bila Pec vi sono vari

Campo solcato con crepacci.

Il Foran del Muss visto dal Bila Pec: da sinistra a destra il Picco di Carnizza, il Picco di Grubia e il Monte Sart. Morfologie carsiche e glaciali sono gli elementi dominanti dell'area di altopiano.

La parete orientale del Bila Pec: in evidenza le strutture tettoniche che hanno interessato il Calcare del Dachstein (Triassico sup., Retico).

Un profondo crepaccio carsico, scavato nel Calcare del Dachstein.

Superficie carsificata di calcare a Megalodonti affiorante presso il Rifugio Gilberti.

La Forcella di Terra Rossa dove è evidente il contatto (linea bianca tratteggiata) fra i calcari bianchi del Giurassico (a destra) e la Scaglia rossa del Cretacico (a sinistra).

affioramenti di calcari bianchi o rosati in grossi banchi (parte sommitale del Calcare del Dachstein) lavorati in modo suggestivo dall'azione di dissoluzione carsica. Essi presentano straordinari accumuli di grandi conchiglie di Megalodontidi dalla sezione tipicamente a cuore, e di Dicerocardidi dalla sezione triangolare immersi in una matrice bioclastica ricca di frammenti di crinoidi. La dissoluzione carsica superficiale mette in evidenza i gusci bianchi rispetto alla matrice rosata.

Scaglia rossa

Presso Forchia di Terra Rossa, in un mare di calcari bianchi caratterizzati dalla presenza di macro-strutture tettoniche, quali una macropiega sinclinale asimmetrica di raggio pluriettometrico e una faglia trascorrente passante per la forcella, emergono calcari marnosi rossastri estremamente deformati che fanno parte della Scaglia rossa del Cretacico superiore. Le pieghe e faglie indicano un evidente trascorrenza destra: in corrispondenza della forcella passa una faglia verticale orientata WNW-ESE con movimento destro che fa parte di un fascio di faglie simili e di altre sintetiche orientate NW-SE che interessano tutta l'area del Monte Canin ed in particolare il Foran del Muss.

La Scaglia rossa poggia stratigraficamente su una successione bacinale estremamente condensata e lacunosa di pochi metri che rappresentano tutto l'intervallo temporale dal Giurassico inferiore al Cretacico inferiore, a sua volta poggiante sui calcari di piattaforma del Triassico superiore-Giurassico inferiore che caratterizzano l'area.

Bibliografia essenziale: Casagrande G. & Cucchi F., 2007; Casagrande G., Cucchi F., Manca P. & Zini L., 1999; Cucchi F., Casagrande G. & Manca P., 2000a; Mocchiutti A., Muscio G & Solari M., 2006; Montanaro G., Corradin M. & Kravina C., 1998; Ponton M., 2000b; Scrimali F., 2001; Sgobino F., 1992a; 2006.

Fontanon di Goriuda

• **Val Roccolana, Piani,** Chiusaforte, Udine.
Il Fontanon di Goriuda rappresenta una delle più importanti risorgive carsiche della Regione ed è il punto di risorgenza italiana delle acque del Massiccio del Monte Canin, caratterizzato da fenomeni carsici, epigei ed ipogei fra i più importanti esempi di carsismo d'alta quota in Europa.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** idrogeologia, carsismo.
• **Accessibilità:** lungo la Val Raccolana qualche chilometro a monte dell'abitato di Piani si segue il sentiero CAI n. 645 verso Casera Goriuda, fino al primo bivio. Si svolta a destra e in breve si giunge alla cascata.

DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi

Il Fontanon di Goriuda è una sorgente che sgorga alla quota di 861 m sul versante sinistro della Val Raccolana, a Nord del Gruppo del Monte Canin. L'acqua fuoriesce da una cavità (20/1R) costituita da un'ampia galleria che si sviluppa per oltre 400 m con andamento sub-orizzontale, caratterizzata da laghi, sifoni e cascate.

Il fontanone scaturisce al contatto fra le formazioni della Dolomia Principale e quella calcarea del Dachstein, ambedue del Triassico superiore. Il rio che ne emerge si getta con un'alta cascata nel Torrente Raccolana.

Il bacino di alimentazione delle acque è costituito dalla vasta area ad altopiano che si estende a settentrione del Monte Canin ed è compresa a grandi linee tra il Pic di Grubia, il Pic di Carnizza, la cima del Canin, il Bila Pec e il Col delle Erbe tra le quote 1900 m e 2100 m. Un estesissimo sistema di reticoli carsici, che comprende alcune cavità tra le più importanti in Europa (Abisso M. Gortani 1487/585FR, Abisso E. Boegan 1361/555FR, Abisso Led Zeppelin 5947/3394FR), drena le acque verso il Fontanone. La sua connessione con alcune cavità del Massicccio del Canin era già stata provata all'inizio degli anni '80.

La sorgente di Goriuda ha carattere perenne e portata estremamente variabile (10 l/s in magra e 10.000 l/s durante le piene). Più recentemente uno studio comparato delle portate, della piovosità e del chimismo delle acque ha permesso di definire che il sistema carsico alimentante il Fontanon è altamente trasmissivo, caratterizzato da un notevole sviluppo dei dreni principali in grado di rispondere molto velocemente (poche ore) ad eventi meteorici anche di non forte intensità.

Bibliografia essenziale: Cucchi F., Casagrande G. & Manca P., 2000b; De Gasperi G.B., 1916; Gasparo F., 1981; Sgobino F., 1992a; 2006.

Fontanon di Goriuda: la cascata termina in un laghetto creato dall'azione erosiva della cascata stessa.

Fontanon di Goriuda: la cascata che fuoriesce dalla risorgiva carsica.

Orme e nidi di rettili arcosauri della Val Dogna

• **Chiout di Puppe, sponda destra del Torrente Dogna,** Dogna, Udine.
Lungo la Val Dogna, ad oriente dell'abitato di Chiout di Puppe, sono state scoperte orme fossili di rettili arcosauri su una parete rocciosa. Nessun icnofossile descritto finora è identico a quelli di Dogna, che quindi sono unici al mondo. Inoltre, accanto sono stati identificati alcuni nidi fossili che rivelano una tecnica di nidificazione relativamente complessa, indicativa di un comportamento piuttosto sofisticato mai riscontrato prima in arcosauri così primitivi.
• **Grado d'interesse:** sovranazionale.
• **Interesse scientifico:** paleontologia, geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** circa un chilometro dopo l'abitato di Chiout di Puppe, lungo la strada che porta a Sompdogna, sulla destra c'è una strada sterrata che scende sul greto del Torrente Dogna e arriva in prossimità di una chiusa per una piccola centrale idroelettrica. Dalla chiusa, si raggiunge il sito risalendo per poche centinaia di metri il corso d'acqua; i nidi si trovano sul lato orografico destro, prima di una doppia curva molto evidente dove la valle si restringe notevolmente.

DESCRIZIONE
A cura di Fabio Marco Dalla Vecchia

Nel 1994 il Corpo Forestale Regionale segnalò la presenza di orme fossili lungo la Val Dogna ad oriente dell'abitato di Chiout di Puppe. Si trattava di alcune piste conservate su un'ampia superficie di strato inclinata come il ripido versante destro della valle ed esposta poco sopra il letto del torrente.

A causa del rischio di imminente danneggiamento, la parte principale della superficie fu asportata nel dicembre 1996 e rimontata per l'esposizione in un edificio del Comune di Dogna. La parte inferiore, posta allora in corrispondenza del letto del torrente, era stata nel frattempo sepolta dal sedimento grossolano depositato da una piena.

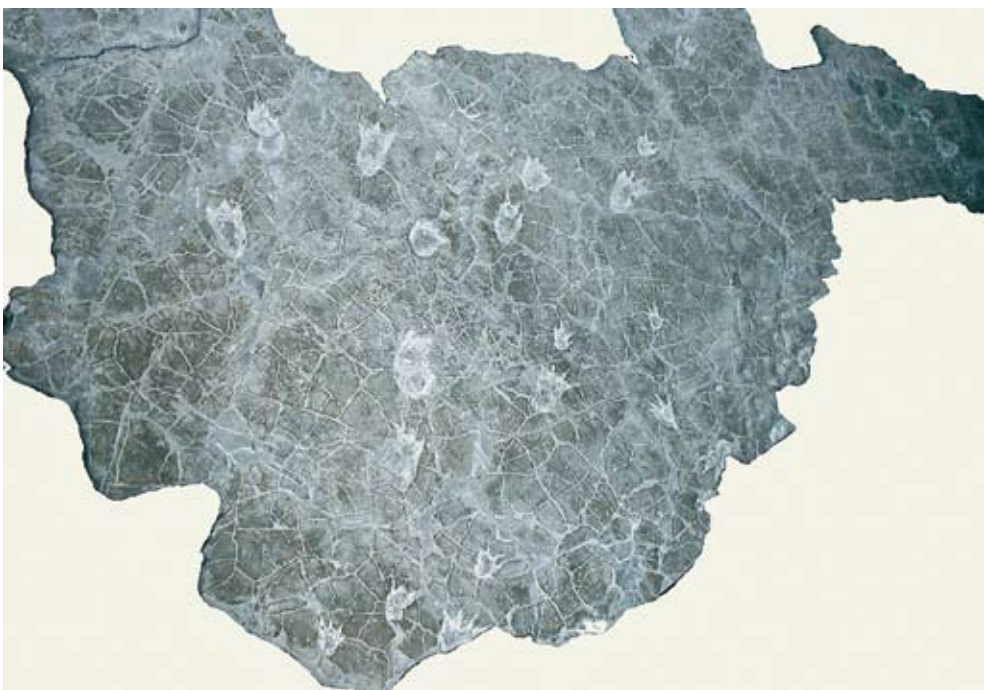
In seguito, l'erosione del detrito che ricopriva il fianco della valle a pochi metri dal punto in cui si trovavano le orme ha messo a nudo una superficie di strato situata stratigraficamente poco al di sotto consentendo l'identificazione di numerose depressioni di grandi dimensioni circondate da un bordo rilevato, che risaltano nettamente quando sono illuminate da luce radente. Queste strutture sono state recentemente studiate ed interpretate come nidi.

Note geologiche

Il sottile strato che conserva le orme sulla sua superficie superiore si trova in una sezione di pochi metri di spessore costituita prevalentemente da dolomie grigie stratificate con sottili intercalazioni di marne scure. La sezione appartiene alla Fm. del Monticello, un'alternanza di strati dolomitico-calcarei grigi e di marne nere, potente oltre un centinaio di metri ed esposta in modo spettacolare poco più a valle. Lo strato con le strutture di nidificazione si trova 130 cm al di sotto del livello con le orme ed è costituito da una breccia dolomitica con tracce di pedogenizzazione (vale a dire, di formazione di un suolo), quindi di esposizione subaerea.

La Fm. del Monticello giace sotto la potente successione di piattaforma carbonatica della Dolomia Principale (che iniziò a deporsi durante

La superficie rocciosa (Fm. del Monticello, Carnico sup.) con i nidi di etosauro come era al momento della scoperta, avvenuta nell'estate del 2003.

Una coppia di orme della pista di etosauro: sotto quella della zampa posteriore (lunga 20 cm), sopra l'anteriore.

il Tuvalico superiore, la parte terminale del Carnico) e direttamente sopra un potente banco di dolomia (Dolomia della Portella) spesso circa 25 m. Quest'ultimo è posto sopra la Fm. di Tor che ha già un'età tuvalica. Quindi le orme, che si trovano circa a metà della Fm. del Monticello, sono grossomodo databili alla parte centrale del Carnico superiore. Questa datazione è confermata dal ritrovamento nelle marne che ricoprono le orme di una ricca associazione di pollini significativa dal punto di vista biostratigrafico.

Le orme dei vertebrati

Sulla "lastra" principale (quella asportata) sono presenti due piste e alcune orme sparse, lasciate da due o più individui; sulla "lastra" inferiore (*in situ* e sepolta dai depositi del Torrente Dogna) si osservavano le tracce di almeno altri due individui. Tutte le orme hanno caratteristiche simili e probabilmente furono impresse da uno stesso tipo di animale. Si trattava di un quadrupede con una zampa posteriore pentadattila sensibilmente più grande di quella anteriore. La zampa posteriore era appoggiata con tutta la pianta ed aveva una forma allungata e triangolare. L'autore delle orme possedeva un corpo abbastanza largo e si spostava piuttosto lentamente, come ci raccontano, rispettivamente, la distanza tra orme e linea mediana della pista, e il basso angolo formato da tre impronte consecutive del piede (l'angolazione del passo). Si muoveva però in modo relativamente efficiente: le orme sono orientate nella direzione di marcia e non sensibilmente rivolte verso l'esterno, le zampe non erano trascinate, il ventre e la coda erano tenuti sollevati dal terreno perché non hanno lasciato tracce. Il confronto con le impronte che lascia un'odierna iguana quando si sposta può aiutare a capire come l'autore delle piste di Dogna fosse molto più efficiente nel muoversi.

Anche se non corrispondono perfettamente a nessun ichnotaxon noto, queste tracce sono riferibili alla grande famiglia delle orme "chiroteroidi", impresse da rettili arcosauri quadrupedi con un piede a cinque dita delle quali quello esterno è situato posteriormente ed è diretto lateralmente. Queste piste sono attribuite ai "rauisuchi" (carnivori) quando sono strette (poiché il corpo di quegli arcosauri, in linea di massima, era stretto), agli etosauri (vegetariani) quando sono larghe e con un basso angolo del passo. L'autore delle piste di Dogna è dunque un etosauro. L'unica alternativa possibile, da non scartare a priori, è che siano state prodotte da un rettile arcosauro non ancora noto attraverso resti ossei. Se prendiamo come riferimento un'etosauro, la lunghezza degli autori delle orme si può stimare tra 2 e 2,5 m.

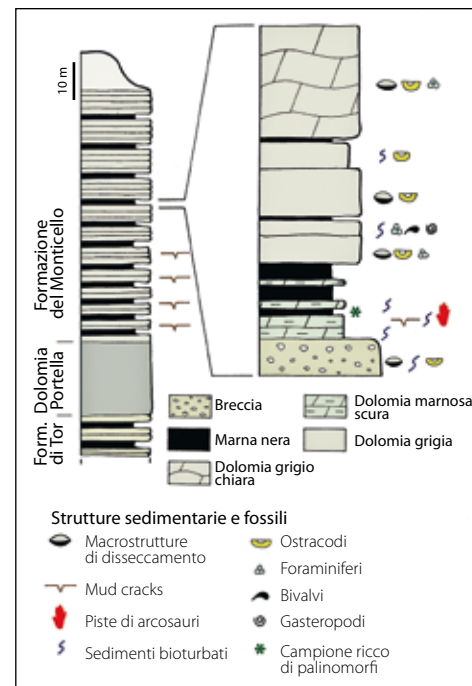
La lastra principale con le orme di etosauri visibile nell'esposizione di Dogna. Si notino le fratture di disseccamento del fango originario esposto all'aria.

Stratigrafia della sezione con le orme di rettili (da Dalla Vecchia, 2008b).

I nidi

Su una superficie di strato inclinata e posta pochi metri più a valle di quella che conteneva le orme, la luce radente del sole fa risaltare nettamente 13 depressioni circolari o a forma di "ferro di cavallo". Il numero delle strutture è attualmente inferiore a causa della distruzione di parte dello strato. Le depressioni sono circondate da un margine molto rilevato (una sorta di "ciambella" di pietra); il loro diametro maggiore varia da 100 a 160 cm e sono profonde 5-20 cm. Alcune sono fuse tra loro e hanno originato una struttura a forma di 8.

L'analisi della morfologia delle depressioni e del margine, nonché la loro disposizione indicano che si tratta di strutture di nidificazione di tetrapodi. Si può ipotizzare che questi nidi siano opera dello stesso tipo di animale che ha lasciato le impronte nei livelli superiori. La tecnica di nidificazione è relativamente complessa perché comporta la costruzione di un bordo rilevato a protezione del nido e implica un comportamento piuttosto sofisticato, mai riscontrato prima in animali relativamente primitivi come i crurotarsi (il gruppo di arcosauri che include gli etosauri ed è oggi rappresentato dai soli coccodrilli). Finora nidi "a catino" con un margine orlato erano stati considerati una prerogativa di alcuni uccelli (per esempio, dei fenicotteri), dei dinosauri teropodi non-aviani a loro filogeneticamente vicini, come *Troodon*, e di alcuni dinosauri sauropodi. Ma 220 milioni di anni fa questi arcosauri evoluti non erano ancora comparsi. I crurotarsi attuali scavano semplici buche nel sedimento friabile (Coccodrilli), oppure costruiscono montagnole di detriti e resti vegetali deponendo le uova al loro interno (Alligatori e Caimani). Si deve dunque ritenere che i parenti più primitivi ed estinti dei coccodrilli avessero un comportamento riproduttivo più sofisticato di questi ultimi.

Bibliografia essenziale: Avanzini M., Dalla Vecchia F.M., Mietto P., Preto N., Rigo M. & Roghi G., 2007; Dalla Vecchia F.M., 1996a, 1996b; 2008b; Roghi G. & Dalla Vecchia F.M., 1997.

Conglomerati affioranti presso il ponte sul Torrente Resia

• **Gniva,** Resia, Udine.
Questo geosito è interessante perché presenta una parete costituita da conglomerati cementati interglaciali a stratificazione incrociata. È ben osservabile dal ponte sul Torrente Resia.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, sedimentologia.
• **Accessibilità:** è facilmente accessibile in quanto il geosito occupa la parte basale del versante in corrispondenza del ponte sul Torrente Resia.

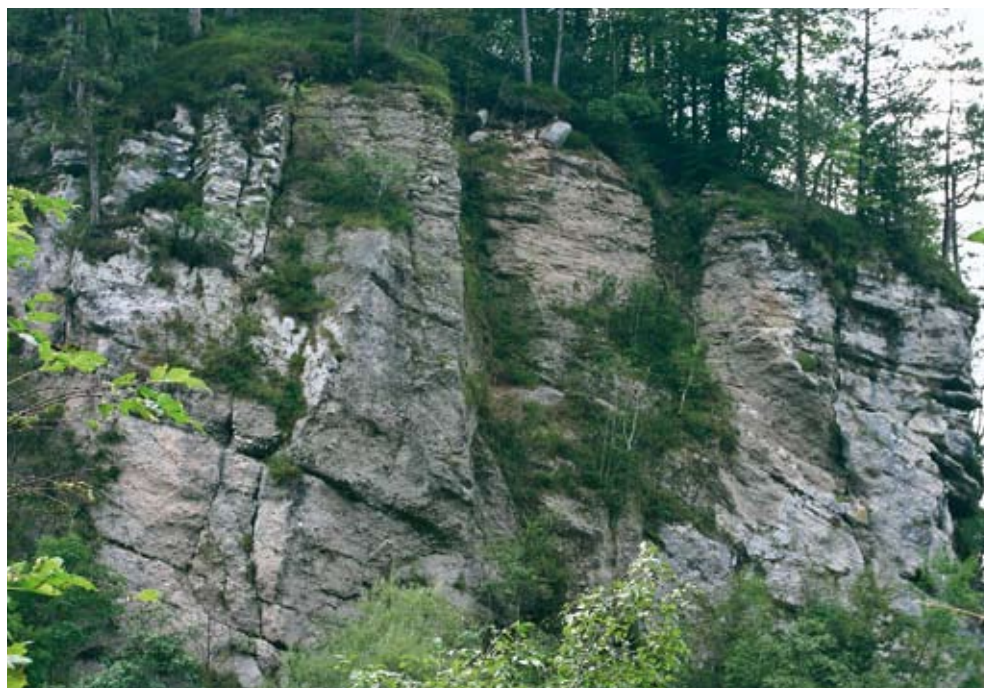
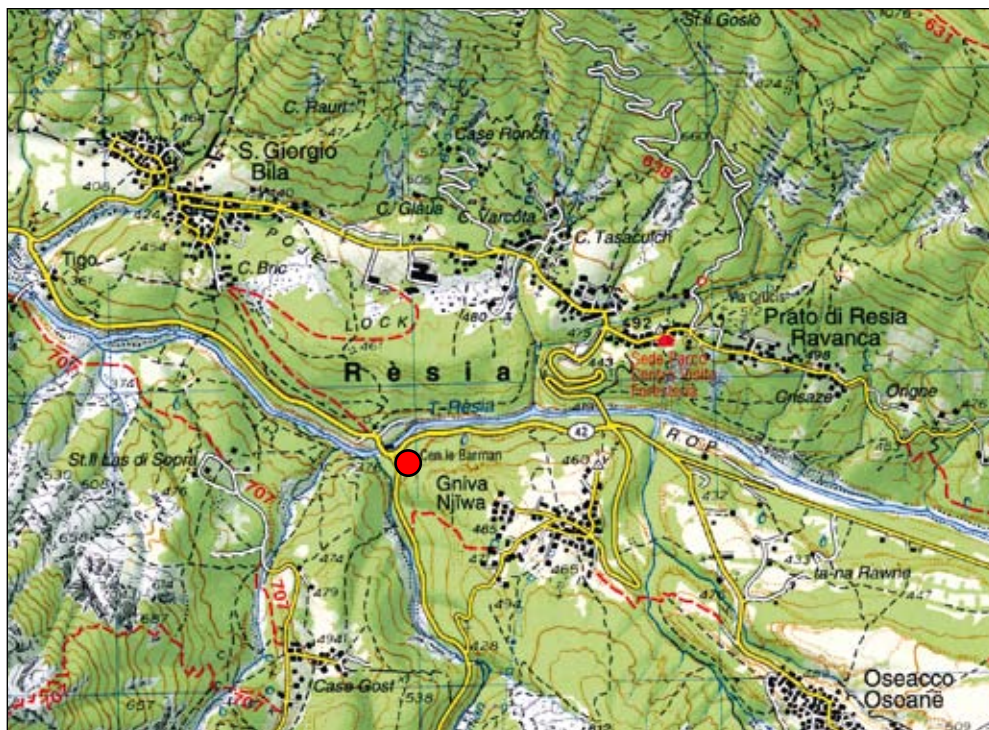
DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi e Furio Finocchiaro

Lungo la strada che conduce a Prato di Resia, raggiunta la confluenza tra il Rio Barman e il Torrente Resia, nella valle omonima, all'innesto nella strada di fondovalle, una parete imponente di depositi conglomeratici cementati interglaciali a stratificazione incrociata sovrasta la strada.

Poco a monte della confluenza si osservano scarpate d'erosione ricavate dal rio in sedimenti per lo più grossolani con orizzonti di sabbia, cementati variamente da concrezioni calcitiche. Sono residui di conoidi dell'interglaciale Riss-Würm, altri lembi dei quali, meno vistosi, si rilevano in diverse posizioni sui due versanti dalla Val Resia sotto i depositi glaciali würmiani e le alluvioni terrazzate.

Nella stessa zona, circa 2 km a monte della confluenza in località Case Zamlìn, compaiono sedimenti molto più fini con caratteri lacustri, interessati da costipamento naturale, probabilmente da carico glaciale e successivamente da fatturazione per sollecitazione recente.

Nell'insieme si trae l'impressione di una enorme produzione di materiale sciolto nelle diverse età, connesso con l'elevata sollecitazione glaciale, persistita molto a lungo, e con la accentuata tettonizzazione sia della catena dei Monti Musi che del Gruppo del Monte Canin. I successivi alterni episodi di ripresa erosiva hanno terrazzato i sedimenti preesistenti, smembrandoli in lembi che localmente danno luogo ad una vera e propria successione stratigrafica.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., Poli M.E., Ponton M., Tunis G., & Vaia F., 2002d.

Le pareti conglomeratiche in corrispondenza della confluenza tra Rio Barman e il Torrente Resia; si intravede la stratificazione incrociata.

Massi erratici nel Torrente Resia

• **San Giorgio e Prato,** Resia, Udine.
Nell'alveo e negli immediati dintorni del Torrente Resia, in prossimità degli abitati di San Giorgio e di Prato Resia, si rinvengono diversi imponenti massi dolomitici e calcarei di provenienza glaciale.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia.
• **Accessibilità:** è facilmente accessibile in quanto l'alveo del Resia scorre poco al di sotto della sede stradale, che passa nella vallata.

DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro

Il terrazzo, su cui sorgono gli abitati di San Giorgio e Prato di Resia in Val Resia, è di origine glaciale. Su di esso e nell'alveo sottostante si rinvengono grossi massi erratici. La loro imponenza è particolarmente evidente nel tratto di alveo del Torrente Resia a monte del ponte con cui la strada comunale passa dalla sinistra alla destra del torrente.

I massi sono quanto resta di un cordone morenico quasi completamente eroso dal torrente e attestano l'esistenza di un ghiacciaio stadiale che scendeva dalla valle del Rio Barman fino ad ostruire la stessa Val Resia. Gli apporti della lingua glaciale trasversale determinarono l'ostruzione della valle principale dando luogo ad uno specchio lacustre. A tale proposito a monte si rinvengono sovente sedimenti limosi fino all'abitato di Coritis.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., Longo Salvador G., Poli M.E., Ponton M., Tunis G., Vaia F., Venturini C., 2002d; Sgobino F., 1992a; 2006.

Forme di erosione fluviale nei massi erratici.

Grandi massi erratici di origine glaciale che occupano l'attuale alveo del Torrente Resia: sono la testimonianza di un antico deposito morenico.

Retroscorrimento della Val Resia

• **Borgo Povici,** Resiutta, Udine.
La particolarità di questa linea tettonica consiste nell'immersione del suo piano di faglia verso Sud, contrariamente alla quasi totalità delle strutture che interessano le Prealpi Friulane, caratterizzate da una immersione dei piani verso Nord. Si tratta infatti di un retroscorrimento (*back-thrust*) correlabile alla più meridionale Linea Monte Dof-Monte Auda che porta le unità settentrionali Nord-vergenti a saldarsi con quelle meridionali Sud-vergenti in una sorta di sinclinale strizzata e controllata da faglie.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stutturale.
• **Accessibilità:** la Linea della Val Resia può essere vista agevolmente dall'abitato di Borgo Povici all'inizio dell'omonima valle, nonché seguita lungo la valle stessa ma senza le evidenze morfologiche e geologiche (fascia di cataclasiti, strutture tettoniche minori,…) del suo tratto più occidentale.

DESCRIZIONE
A cura di Giovanni Battista Carulli

Il retroscorrimento della Val Resia è una linea tettonica estesa in senso W-E per oltre 20 km, dalla confluenza del Fella nel Fiume Tagliamento, ai piedi settentrionali del Monte Plauris, fino alla testata della Val Resia della quale ha condizionato impostazione ed evoluzione. La linea prosegue poi verso NE, passando sul versante Nord del Monte Canin (tanto da prendere anche il nome di Sovrascorrimento del Monte Canin) e continuando in Slovenia lungo la Val Coritenza. La linea, lunga complessivamente oltre 40 km, prende il nome più completo di Linea Val Resia-Val Coritenza.

Oltre al notevole sviluppo, la struttura è degna di nota in quanto la geometria del piano di scorrimento immerge a Sud, con conseguente vergenza a Nord delle unità stratigrafiche triassiche e giurassiche del versante settentrionale del Monte Plauris. Tale assetto è decisamente anomalo e contrario alla quasi totalità delle principali linee tettoniche che caratterizzano sia le Alpi Carniche che tutte le Prealpi Friulane nei settori più meridionali, dove le unità strutturali coinvolte presentano una netta e costante vergenza a Sud. Per questo motivo la Linea della Val Resia viene interpretata come retroscorrimento (*back thrust*) della più meridionale Linea Monte Dof-Monte Auda che coinvolge unità strutturali Sud-vergenti.

La Linea della Val Resia, lungo la quasi totalità del suo sviluppo, pare che non produca un enorme rigetto, portando le dolomie grigiastre stratificate con intercalazioni marnose della Fm. del Monticello (Triassico sup.) o al massimo, poco ad oriente del punto di osservazione, le "dolomie cariate" del Carnico sup. a sormontare la Dolomia Principale (Triassico sup.). In realtà poco più ad occidente la linea porta le dolomie triassiche a sovrapporsi sulle calcareniti dell'Eocene inferiore (v. geosito Depositi eocenici di Stavoli Tugliezzo e del Monte Forcella).

Bibliografia essenziale: Ceretti E., 1965, Ponton M., 2000b; Merlini S., Doglioni C., Fantoni R. & Ponton M., 2002.

Il retroscorrimento della Val Resia visto da Borgo Povici: la faglia è evidenziata dalla morfologia del rilievo e dalle cataclasiti provocate dal disturbo tettonico nella Dolomia Principale. La struttura immerge verso sinistra (quindi a Sud).

Cascata del Rio Cjampeit

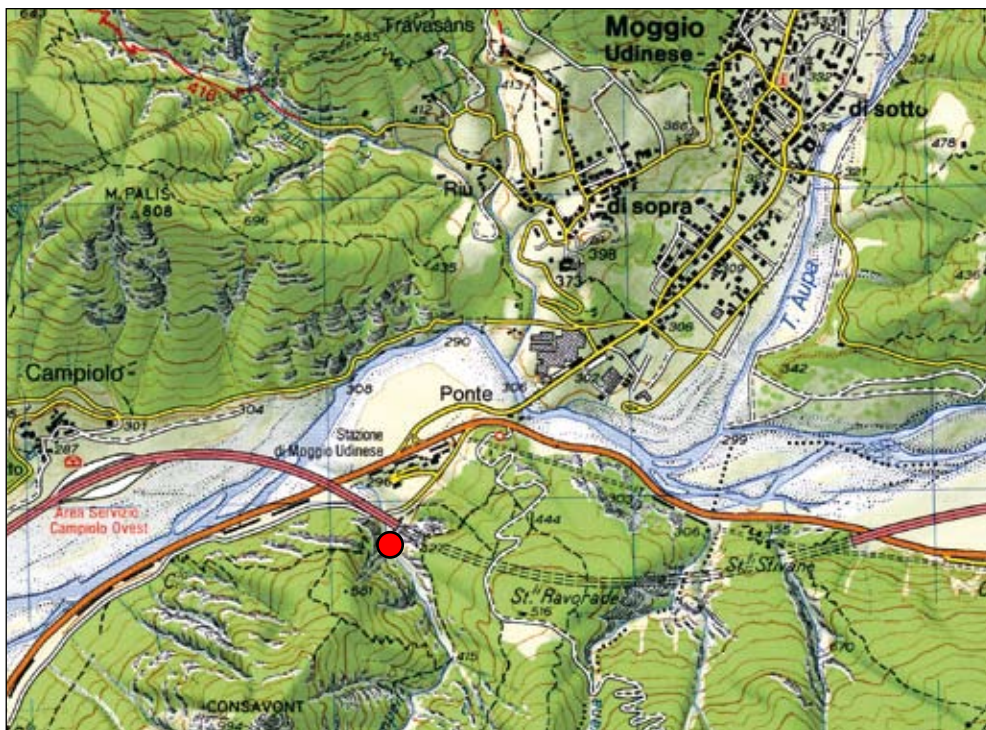
• **Ex-stazione ferroviaria,** Moggio Udinese, Udine.
Splendida cascata di circa cinquanta metri alimentata dalle acque del Rio Cjampeit, sulla sinistra idrografica del Fiume Fella.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** idrogeologia, geomorfologia.
• **Accessibilità:** è facilmente raggiungibile in quanto si trova a ridosso della viabilità principale Udine-Tarvisio. Per arrivare alla base della cascata è necessario passare sotto il viadotto autostradale.

DESCRIZIONE
A cura di Billy Figus e Furio Finocchiaro

Procedendo in direzione Tarvisio, a pochi chilometri dall'abitato di Moggio Udinese, nei pressi dell'omonima ex stazione ferroviaria è possibile ammirare l'affascinante salto nel vuoto che le acque del Rio Cjampeit compiono prima di immettersi nel Fiume Fella.

La sottile cascata è incastonata tra le pareti carbonatiche verticali e ben stratificate della Dolomia Principale, ha regime perenne ed è alta una cinquantina di metri. Ultima di una serie di salti minori che il rio compie lungo il proprio percorso, porta lo stesso a precipitare in una profonda pozza scavata nella roccia dalle acque.

L'acqua nebulizzata della cascata, il suo fragore, le strapiombanti pareti rocciose e la vegetazione circostante creano una atmosfera decisamente suggestiva, oggi fortemente compromessa dall'immediata vicinanza del viadotto autostradale.

Bibliografia essenziale: Biondi M., Cacace F. & Schenone R., 2000; Sgobino F., 1992a; 2006.

L'impatto della infrastruttura viaria (ponte dell'Autostrada) sul geosito.

Lo spettacolare salto del Rio Cjampeit. Alla sommità una recente nicchia di distacco di un crollo in roccia.

Facies di piattaforma e bacino del Monte Pramaggiore

• **Passo di Suola, versante NE Monte Pramaggiore,** Forni di Sopra, Udine.
L'interesse del sito è oggettivamente testimoniato dalla ricca bibliografia frequentemente citata in campo stratigrafico. È un sito di primaria importanza in quanto rappresenta un rarissimo caso di sistema piattaforma carbonatica-bacino del Triassico superiore conservata in ogni sua parte, e quindi da utilizzare come chiave di lettura dell'evoluzione di una piattaforma di vastissime dimensioni quale era quella della Dolomia Principale. È uno dei siti che, nell'insieme delle Dolomiti, è stato inserito nel patrimonio dell'umanità dell'UNESCO.
• **Grado d'interesse:** sovranazionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, geomorfologia.
• **Accessibilità:** è visibile dal Passo di Suola (1994 m). A circa una ora di cammino dal passo si trova il Rifugio Flaiban-Pacherini (1587 m), che si raggiunge con circa 2 ore di sentiero da Forni di Sopra.

DESCRIZIONE
A cura di Maurizio Ponton

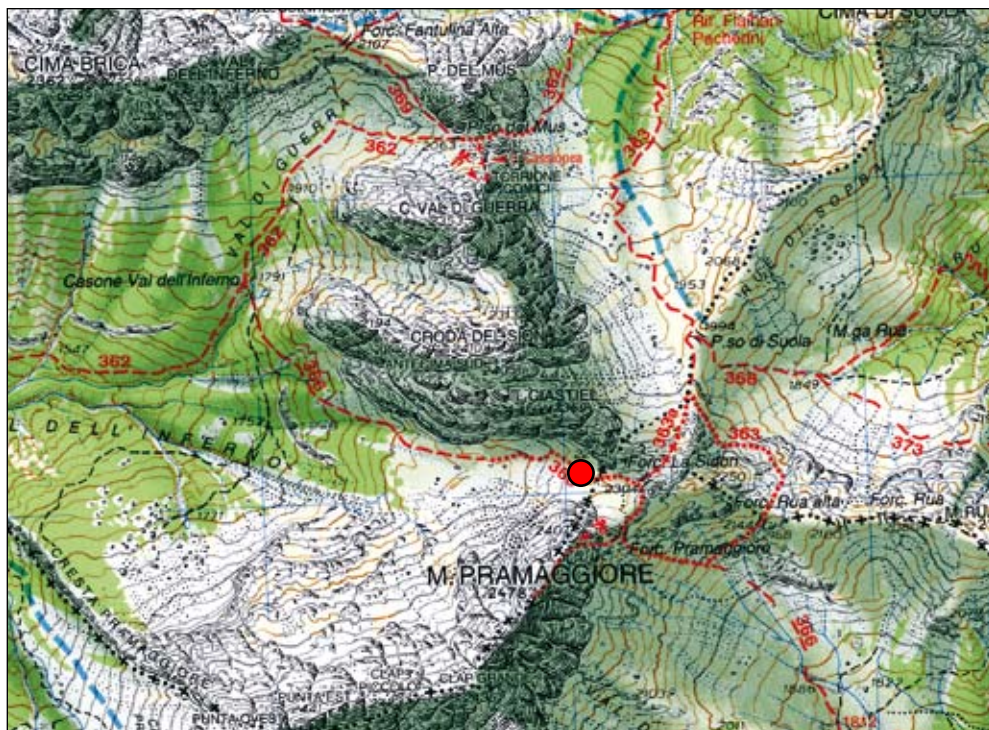
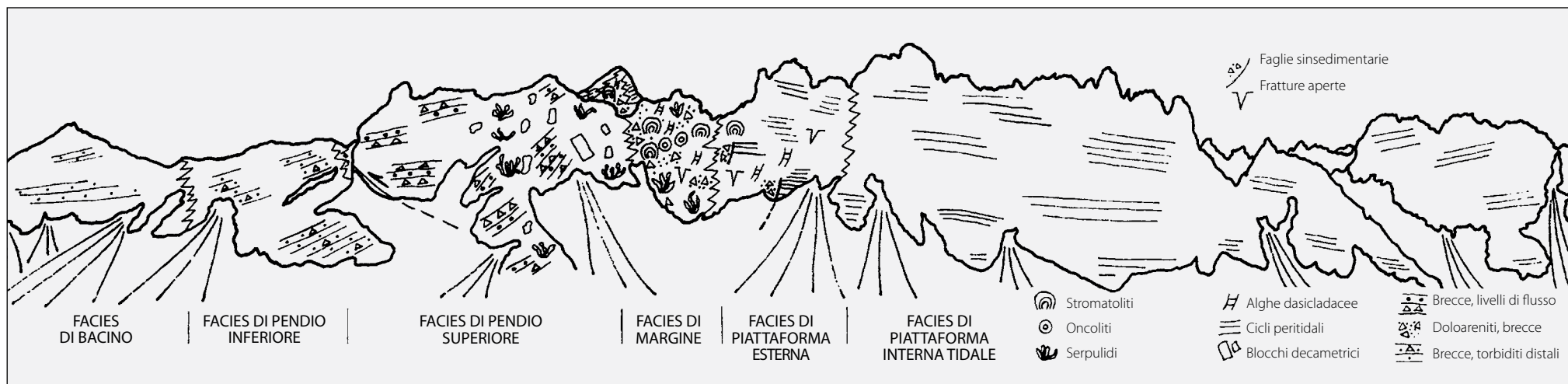
Per chi giunge a Forni di Sopra provenendo da Tolmezzo ed osserva i monti alla propria sinistra, quindi verso Sud, nota una fitta serie di vette appuntite a formare delle creste che orlano grandi pareti di roccia chiara ben stratificata facenti parte dei gruppi montuosi del Monte Pramaggiore e del Monte Cridola (bordo settentrionale delle Prealpi Carniche); esse sono costituite dai cicli delle facies di piattaforma carbonatica della Dolomia Principale.

Tutti i monti che precedono queste vette, quindi più ad oriente, sono invece più bassi, dal profilo dimesso e molto boscosi e sono costituiti dalle successioni dolomitiche bituminose bacinali della Dolomia di Forni. Alla testata della Val di Suola vi è la zona di transizione fra i due ambienti.

Risalendo quindi questa valle si passa presso il rifugio Flaiban-Pacherini (q. 1587 m) e si giunge al Passo Suola (q. 1994 m), da cui si può valutare da vicino da Ovest verso Est in tutte le sue parti la transizione dalla piattaforma carbonatica al bacino attraverso una zona di scarpata (pendio).

La piattaforma è costituita dalla tipica alternanza ciclica di bancate grigio chiare di dolomia cristallina massiccia e dolomia bianca laminata stromatolitica (Torre Comici, Cime Fantulina). La piattaforma esterna-margine (Croda di Sion, Cjastiel) presentano una progressiva scomparsa dei cicli a favore di livelli bioclastici con alghe calcaree (desicladacae) e a corpi massicci biocostruiti con duomi stromatolitici, incrostazioni algali sferiche (oncoliti) e incrostazioni a serpulidi.

La zona di scarpata è caratterizzata da evidenti clinostratificazioni, cioè livelli detritici inclinati lungo il pendio che scendeva verso il bacino più profondo. Quest'ultimo, rappresentato nel Monte Rua presenta doloareniti e dolomie microcristalline grigio scure o nerastre.

Dal passo è possibile avvicinarsi alle pareti (attenzione ai crolli) per osservare le facies di margine con corpi massicci a serpulidi e microbialiti

Il Torrione Comici e le Cime Fantulina nella parte alta della Val di Suola: le rocce affioranti rappresentano la facies di piattaforma interna tidale della Dolomia Principale.

Panoramica della transizione da piattaforma a bacino nell'area del Monte Pramaggiore. La piattaforma interna è costituita dalla tipica alternanza ciclica di bancate grigio chiare di dolomia cristallina massiccia e dolomia bianca laminata stromatolitica. Presso il Monte Rua le facies di bacino e di pendio della Dolomia di Forni presentano una progressiva scomparsa dei cicli a favore di livelli bioclastici con alghe calcaree e a corpi massicci biocostruiti con stromatoliti, incrostazioni algali (oncoliti) e incrostazioni a serpulidi.

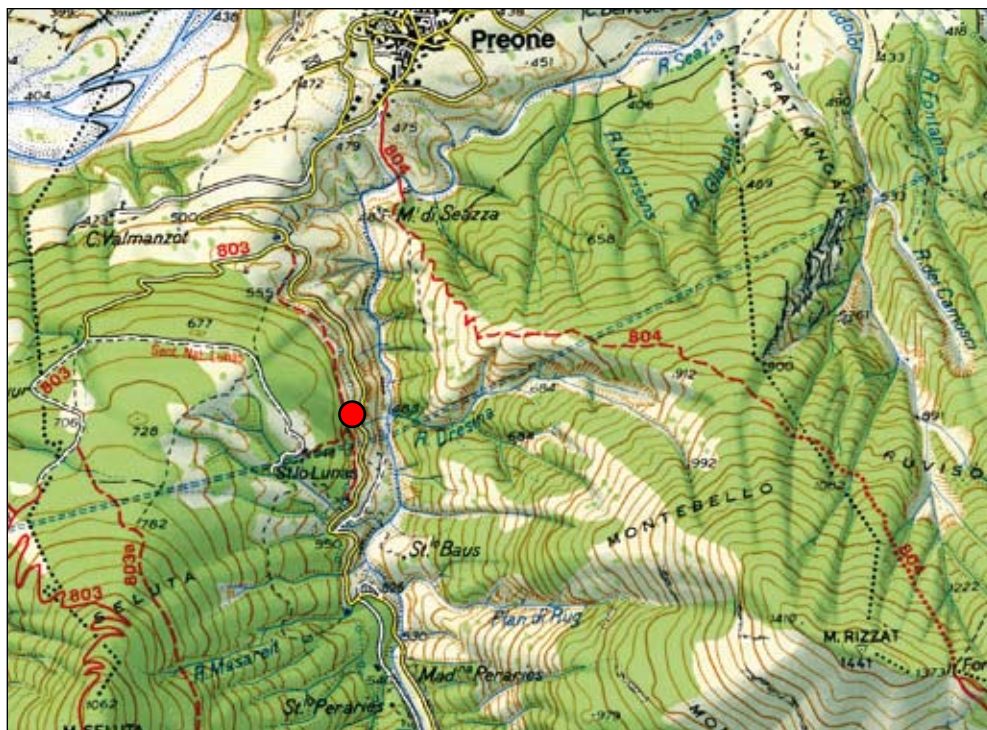
(organismi incrostanti e laminazioni stromatolitiche) e le facies di pendio con brecciole e doloareniti bioclastiche.

Scendendo dal Passo Suola verso la Val Rovadia (quindi verso la Val Tagliamento) si possono osservare le dolomie scure fittamente stratificate della Dolomia di Forni, alternate ancora a qualche corpo di doloareniti. Queste rocce presentano una buona percentuale di materia organica e per questo motivo sono state studiate come potenziali "rocce madri", cioè generatrici di idrocarburi.

Il percorso si snoda in un ambiente alpino di maestosa bellezza fra incombenti torrioni, pareti e ampi scorci panoramici sulle Alpi Carniche, che qui presentano un paesaggio tipicamente "dolomitico", attraversando lunghi ghiaioni e circhi glaciali. Questo vasto geosito comprende il Monte Rua, il Monte Pramaggiore, la Croda di Sion e le Cime Fantulina.

Bibliografia essenziale: Aa.Vv., 2006; Carulli G.B., Cozzi A., Longo Salvador G., Pernarcic E., Podda F. & Ponton M., 2000; Cozzi A. & Podda F., 1998; Cozzi A., 2002; Ponton M. (a cura di), 2000; Ponton M. & Carulli G.B., 2002.

Pesci e rettili triassici della Valle di Preone

• **Valle del Rio Seazza Stavoli Lunas,** Preone, Udine.
L'area rappresenta uno dei siti paleontologici più importanti per il mesozoico. All'interno di una successione dolomitica bituminosa ben stratificata, potente circa 800 m, originatasi nel Norico in un bacino anossico mediamente profondo (200-400 m), sono stati rinvenuti migliaia di reperti fossili prevalentemente di crostacei, vegetali, pesci e, dato significativo, di rettili terrestri inclusi alcuni tra gli pterosauri più antichi conosciuti al mondo.
• **Grado d'interesse:** sovranazionale.
• **Interesse scientifico:** paleontologia, geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** seppur di facile percorribilità, la strada presenta talvolta il rischio di caduta massi. Dai pressi del paese è possibile seguire un percorso paleontologico segnalato con tabelle; si consiglia la visita della locale esposizione naturalistica.

DESCRIZIONE
A cura di Fabio Marco Dalla Vecchia, Giuseppe Muscio e Maurizio Ponton

Le dolomie scure della valle del Rio Seazza (Dolomia di Forni) derivano da sabbie e fanghi calcarei depositati durante il Norico medio-sup. (circa 210 milioni di anni fa) in un bacino marino relativamente profondo (200-400 metri), a circolazione ristretta e fondamentalmente anossico. La successione rocciosa è quindi formata da depositi torbiditici e di decantazione. Il sedimento proveniva dalla vicina piattaforma carbonatica della Dolomia Principale che circondava quasi completamente il bacino. Il colore scuro della roccia deriva anche dall'alto contenuto in materia organica; per questo motivo le dolomie della Dolomia di Forni costituiscono una classica "roccia madre" del petrolio.

La mancanza di ossigeno nelle acque presso il fondale e le condizioni chimiche (acidità, elevata salinità ecc.), impedivano la vita degli organismi (che invece proliferavano nei livelli superiori della colonna d'acqua) e dunque anche la presenza di predatori e necrofagi che solitamente distruggono le spoglie degli organismi finiti sul fondo dopo la morte. Queste condizioni favorevoli alla conservazione hanno consentito la fossilizzazione di gamberi, pesci e anche delle piante e dei piccoli rettili che vivevano nelle zone emerse della piattaforma carbonatica. Gli invertebrati sono rappresentati per lo più da crostacei, soprattutto gamberi (la specie dominante è *Dusa longipes*) e dagli estinti Tilacocefali. Assai più rari sono i resti di ofiuroidi, cefalopodi, gasteropodi e bivalvi.

I pesci sono piuttosto differenziati. Vi sono forme di dimensioni ridotte e dal corpo ricoperto di scaglie come i folidoforiformi *(Eopholidophorus forojuliensis* è una specie nota solo in Friuli) e i più rari peltopleuridi, che probabilmente vivevano in gruppo come le attuali sardine. Anche *Marcopoloichthys* è piccolo, ma è quasi del tutto privo di scaglie. *Sargodon*, che poteva superare i 35 centimetri di lunghezza, aveva invece un corpo piatto lateralmente come quello dei pesci che oggi vivono tra gli scogli e i banchi di corallo. Possedeva denti anteriori a forma di scalpello per afferrare e

Affioramento della Dolomia di Forni lungo la valle del Rio Seazza: in questa zona termina anche il percorso del "sentiero paleontologico" di Stavoli Lunas.

Alternanza di laminazione fittissima dovuta a lenta decantazione di fanghi e straterelli gradati chiari da correnti di torbida.

Esemplare quasi completo del prolacertiforme Langobardisaurus tonelloi.

Thoracopterus martinisi, *pesce volante dalle ampie pinne pettorali e con una pinna caudale munita di un lobo inferiore più lungo di quello superiore in modo da originare la spinta che gli consentiva di uscire dall'acqua e planare, come gli odierni exocetidi.*

L'olotipo di Megalancosaurus preonensis, *conservato su due lastre speculari. Si tratta di un arcosauromorfo arboricolo primitivo, con il cranio vagamente simile a quello di un uccello.*

strappare i molluschi e i crostacei di cui si nutriva e denti posteriori e palatini simili a bottoni per triturarli. Troviamo anche i primi picnodontiformi, che condividevano dieta e forma con *Sargodon*, ma sono più piccoli e rari. I pesci predatori sono rappresentati soprattutto dal longilineo *Saurichthys*, che raggiunge il metro e mezzo di lunghezza, mentre il tozzo *Birgeria* è molto più raro. Abbastanza comune è pure *Thoracopterus*, un pesce volante dalle ampie pinne pettorali e con una pinna caudale munita di un lobo inferiore più lungo di quello superiore in modo da originare la spinta che gli consentiva di uscire dall'acqua e planare. I condritti (il gruppo che include squali e razze) sono testimoniati solo da batterie isolate di 11 minuscoli denti riferibili al genere *Pseudodalatias*. Gli agnati, i pesci più primitivi, sono rappresentati da minuscoli apparati per l'alimentazione chiamati conodonti.

I piccoli animali terrestri, finiti in acqua dopo la morte o annegati, sono testimoniati soprattutto dagli pterosauri (i rettili volanti, tra i più antichi conosciuti al mondo). La specie *Preondactylus buffarinii* è stata scoperta proprio nella valle del Seazza, mentre *Carniadactylus rosenfeldi* proviene dal vicino Rio Forchiar. Altri esemplari del Seazza sono in fase di studio. *Megalancosaurus preonensis* era un piccolo, bizzarro rettile arboricolo (è famoso per la presunta e dibattuta affinità con gli uccelli) e *Langobardisaurus* era un lucertolone con una dentatura specializzata che si nutriva probabilmente di molluschi o di crostacei. Infine, "*Langobardisaurus*" *rossi* è un rettile dal corpo tozzo e più affine alle lucertole che al vero *Langobardisaurus*.

I resti di vegetali terrestri, relativamente abbondanti, sono un'ulteriore evidenza di vicine terre emerse. Le piante sono rappresentate essenzialmente da rametti di conifere con minute foglie dall'aspetto squamoso e da grandi foglie isolate, strette e allungate appartenenti ad una pianta sconosciuta, ma simile ad un'araucaria. Suggeriscono la presenza di un clima tendenzialmente arido.

Gran parte delle collezioni sono conservate presso il Museo Friulano di Storia Naturale di Udine e il Museo Geologico della Carnia di Ampezzo.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., Cozzi A., Longo Salvador G., Pernarcic E., Podda F. & Ponton M., 2000; Carulli G.B., Longo Salvador G., Podda F. & Ponton M., 1998; Carulli G.B. & Ponton M., 2002c; Dalla Vecchia F.M., 1991; 1995; 2002; 2006; 2008b; Dalla Vecchia F.M. & Muscio G., 1990; Garassino A., Teruzzi G. & Dalla Vecchia F.M., 1996; Ponton M., 2001; Podda F., Muscio G., Scotti E. & Fantoni R., 2000; Scotti P., Fantoni R., Podda F. & Ponton M., 2002; Wild R., 1984.

Sorgenti dell'Arzino

• **Sella Chiampon,** Preone, Udine.
Sul bordo meridionale della piana di Chiampon nasce, con una serie di sorgentelle, il Torrente Arzino. Queste venute d'acqua alimentano un rivolo che, con un breve percorso incrementa la sua portata. Nel tratto successivo il torrente supera un notevole dislivello (un'ottantina di metri) con una serie di piccoli salti alternati a cascate di rara bellezza, all'interno della Dolomia Principale.
• **Grado d'interesse**: regionale.
• **Interesse scientifico**: geomorfologia, idrogeologia.
• **Accessibilità**: le sorgenti sono raggiungibili sia da Preone che dalla Val d'Arzino. Nel primo caso, superato il comune carnico, si supera la spianata glaciale di Sella Chiampon e ci si dirige poi verso Pozzis. Si raggiunge, sulla destra, uno spiazzo (parcheggio) dal quale ci si porta sulla destra e si raggiunge l'alveo del torrente: risalendolo si giunge all'area delle sorgenti. Dallo spiazzo si diparte un'agevole mulattiera che in pochi minuti conduce ad un ponticello in legno dal quale si può osservare la prima cascatella.

DESCRIZIONE
A cura di Giuseppe Muscio e Ivo Pecile

L'ampia spianata di Sella Chiampon (789 m), di origine glaciale, separa la valle dell'alto Tagliamento da quella dell'Arzino e rappresenta la parte finale di quella che è nota come Valle di Preone (in realtà incisa dal Rio Seazza), incisa nella Fm. della Dolomia di Forni (Norico, Triassico sup.). La Sella separa i massicci del Monte Verzegnis e del Monte Valcalda, costituiti, alla base, dalla Fm. del Calcare di Chiampomano del Retico (Triassico sup.).

Le due formazioni sono eteropiche (ovvero rappresentano una variazione laterale, coeva) della Dolomia Principale, che costituisce la parte più significativa del settore a meridione dell'area sinora descritta.

Proprio alla fine della spianata di Sella Chiampon, verso Sud, da una fascia di detrito (che copre i depositi morenici) sgorgano le acque che alimentano il Torrente Arzino. Si tratta di una sorgente di grande bellezza, con numerosi piccoli rigagnoli che, con un breve percorso incrementa rapidamente la sua portata e costituisce un alveo già significativo.

A breve distanza dall'area sorgentizia, all'altezza di un cambio di pendenza che incide le potenti bancate della Dolomia Principale (in corrispondenza anche con una linea tettonica), inizia il tratto più spettacolare: una serie di cascate, con un dislivello complessivo di un centinaio di metri, si alternano a laghetti, vasche di erosione, marmitte ed altre forme originate dall'intensa attività erosiva dell'acqua.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., Cozzi A:, Longo Salvador G., Pernarcic E., Podda F. & Ponton M., 2000; Pecile I., & Tubaro S., 2008.

Il primo tratto del Torrente Arzino presso Sella Chiampon. Una serie di sorgenti sgorgano dal detrito ed alimentano il torrente la cui portata diviene subito cospicua.

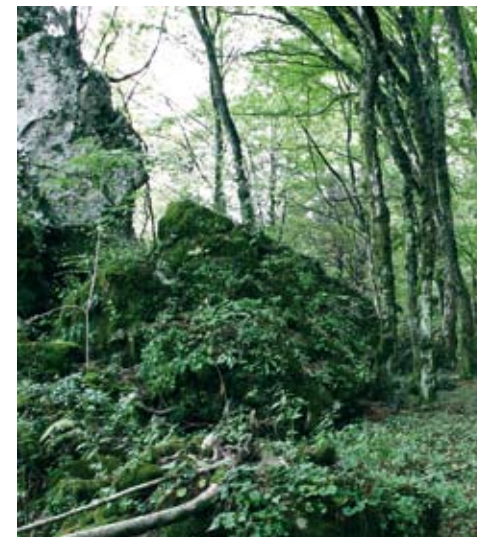
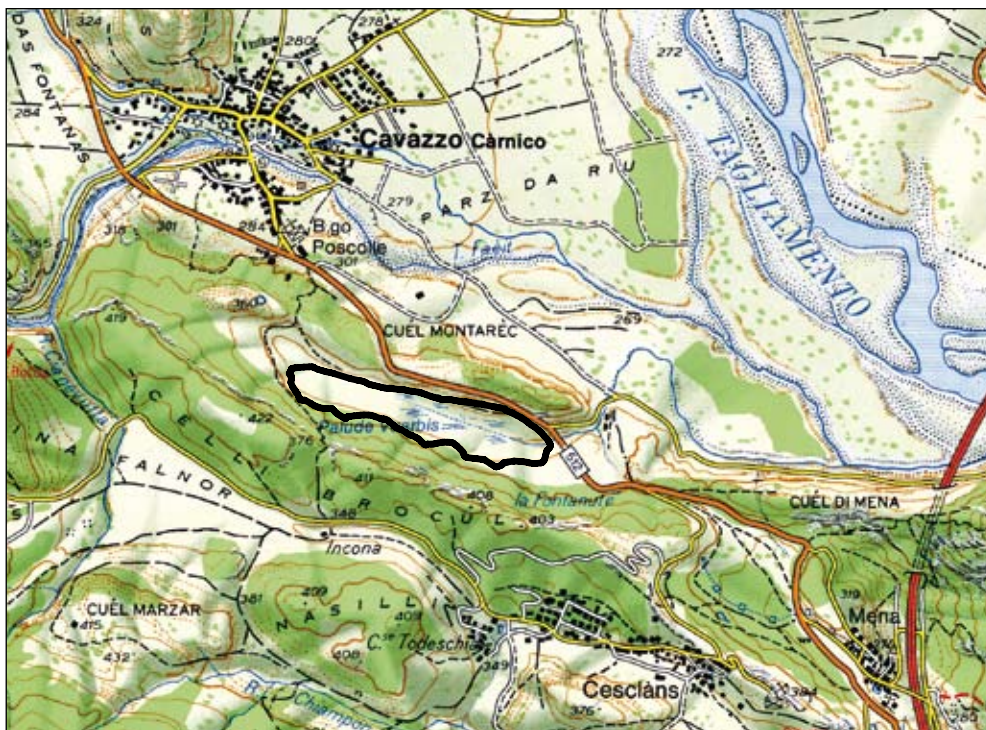
Palude di Vuarbis

• **Vuarbis,** Cavazzo Carnico, Udine.
Stretta vallecola fossile occupata da depositi paludosi e torbosi. È considerata uno degli ambienti umidi più interessanti della montagna friulana.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia.
• **Accessibilità:** è facilmente accessibile con brevi deviazioni a piedi dalla strada che collega l'abitato di Cavazzo con Somplago.

DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro

Posta a Sud-Est di Cavazzo Carnico, occupa, con la vicina Palude das Fontanas, due depressioni allungate per oltre 1 km disposte quasi in continuità alla base delle pareti conglomeratiche. La loro posizione, in evidente continuità con la stretta sinclinale del limitrofo Monte Festa e con le dislocazioni subverticali che interessano il conglomerato pleistocenico di Cesclans (v. geosito Rupe di Cesclans), portano ad ipotizzare che le paludi stesse siano il risultato di attività tettonica recente e che pertanto siano assimilabili a dei "*sag ponds*".

Un'altra tesi, sempre sostenuta in passato, riconduce la depressione all'erosione operata dall'antico ghiacciaio del Tagliamento, transfluente nella valle attualmente occupata dal lago di Cavazzo. Degni d'attenzione sono i numerosi grandi massi al piede delle pareti, testimonianza di antichi crolli.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., Cozzi A., Longo Salvador G., Pernarcic E., Podda F. & Ponton M., 2000; Carulli G.B. (a cura di), 2000.

Massi di frana alla base del versante.

Una panoramica sullo specchio d'acqua palustre che occupa il fondo della depressione allungata, alla base delle pareti conglomeratiche a SE di Cavazzo Carnico.

Encriniti del Monte Verzegnis

• **Cesclans,** Cavazzo Carnico, Udine.
Sulle pareti della cava del cosiddetto “Rosso di Verzegnis” sul Monte Lovinzola (Gruppo del Monte Verzegnis), affiorano in maniera spettacolare e continua calcari rossi con encriniti e con ammoniti, depositi di bacino del Giurassico.
• **Grado d’interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, sedimentologia.
• **Accessibilità:** da Sella Chianzutan (q. 960 m) la strada di servizio della cava (percorribile a piedi o con un permesso speciale per automezzi) sale agevolmente lungo il versante orientale fino al geosito (q. 1650 m), oppure sempre dalla Sella un facile sentiero (CAI n. 806) risale con stretti tornanti il versante Sud, passando presso le antiche strutture di discenderia, la galleria e le rotaie della vecchia cava ristrutturate come esempio di archeologia industriale.

DESCRIZIONE
A cura di Maurizio Ponton

In questo geosito nel 2000 (Carulli et alii) venne istituita in modo informale l’Unità delle Encriniti del Monte Verzegnis che definisce le encriniti e i calcari nodulari affioranti, in maniera meno eclatante, in diverse località delle Prealpi Carniche e comprese tra la Fm. di Soverzene (calcari grigi selciferi) e il Calcare del Vajont (calcari oolitici in grossi strati). Tale unità è costituita da calcareniti encrinitiche e da calcari nodulari rossi ad ammoniti; è potente alcune decine di metri ma nelle aree ciscostanti si riduce drasticamente a pochi decimetri. Essa è in gran parte coeva alla Fm. di Igne rispetto alla quale è caratterizzata da facies più prossime alla piattaforma o meno profonde: corrisponde in parte alle Calcareniti di Val degli Erbandoli, nel bellunese di Masetti & Bianchin (1987); la parte superiore potrebbe invece corrispondere agli Strati a Posidonia alpina.

Ultimamente è in discussione la sua corrispondenza con l’Encrinite di Fanes Piccola (Masetti & Bottoni, 1978) presente nell’area dolomitica.

Sul massiccio del Monte Verzegnis, gli affioramenti migliori di questa unità si trovano sul Colle dei Larici e sul Monte Lovinzola. In corrispondenza di quest’ultimo rilievo, i calcari rossi nelle diverse varietà vengono cavati come pietra ornamentale molto apprezzata (“marmo rosso di Verzegnis”). La cava, dismessa per parecchi anni, recentemente ha potuto riprendere l’attività estrattiva grazie anche alla nuova strada di servizio che permette l’accesso ai mezzi pesanti. Essa mette in evidenza l’intera successione in modo spettacolare.

La parte inferiore dell’unità può essere riferita al Pliensbachiano (Giurassico inf. p.p.) per la presenza di una associazione micropaleontologica caratteristica, mentre la parte superiore è stata invece riferita al Toarciano-Bajociano (fino al Giurassico medio) grazie anche alla presenza di ammonoidi; al passaggio tra le due successioni è possibile osservare un evidente livello nero ferromanganesifero.

Una panoramica dell’area della cava e della Cima del Monte Lovinzola ripresa del Col dei Larici. Il colore rosso del “marmo di Verzegnis” caratterizza l’intera area.

Le ammoniti caratterizzano, con le loro sezioni ben riconoscibili, il "marmo di Verzegnis".

Dente di coccodrillomorfo talattosuco (lunghezza 2 cm).

Dente di talattosuco o plesiosauro (lunghezza 4 cm).

La parte centrale dell'area della cava di "marmo di Verzegnis" ripresa alcuni anni fa, prima del riavvio di una più intensa attività di estrazione.

La successione essendo costituita da corpi detritici messi in posto quasi istantaneamente da correnti, risulta lacunosa, cioè non continua dal punto di vista cronostratigrafico.

L'unità delle Encriniti del Monte Verzegnis si è formata in conseguenza all'annegamento di gran parte della piattaforma carbonatica del Giurassico inferiore con lo sviluppo di estese praterie a crinoidi, favorite dalle nuove condizioni ambientali e paleogeografiche di plateau pelagico. Il detrito bioclastico prodotto veniva ridistribuito dalle correnti e dal moto ondoso mentre nelle zone di pendio erano attivi anche processi di trasporto gravitativo.

Il termine "encrinite" deriva dalla presenza di frammenti di crinoidi (un gruppo di echinodermi, noti anche come gigli di mare), o meglio degli elementi che costituiscono i loro "steli". In realtà nell'area della cava i fossili più comuni sono le ammoniti e le belemniti. Sono presenti anche brachiopodi, bivalvi e più rari frammenti di vertebrati.

Per questi ultimi, oltre ad alcuni resti ossei frammentari e di difficile attribuzione, si tratta di denti di squali ibodonti e di rettili (talattosuchi, un gruppo di coccodrillomorfi primitivi, e forse plesiosauri).

Bibliografia essenziale: Carulli G.B. & Ponton M., 2002; Carulli G.B., Cozzi A., Longo Salvador G., Perenarcic E., Podda F. & Ponton M., 2000; Dalla Vecchia F.M., 2008b; Gnaccolini M. & Martinis B., 1974; Masetti D. & Bianchin G., 1987; Masetti D. & Bottoni A., 1978; Piano C. & Carulli G.B., 2002.

Rupe di Cesclans

• **Cesclans,** Cavazzo Carnico, Udine.
Rappresenta l'affioramento più imponente dei conglomerati pleistocenici del Paleo Tagliamento con particolari evidenze neo-tettoniche.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, sedimentologia.
• **Accessibilità:** il geosito è facilmente raggiungibile in quanto attraversato dalla strada che collega Cavazzo Carnico a Trasaghis.

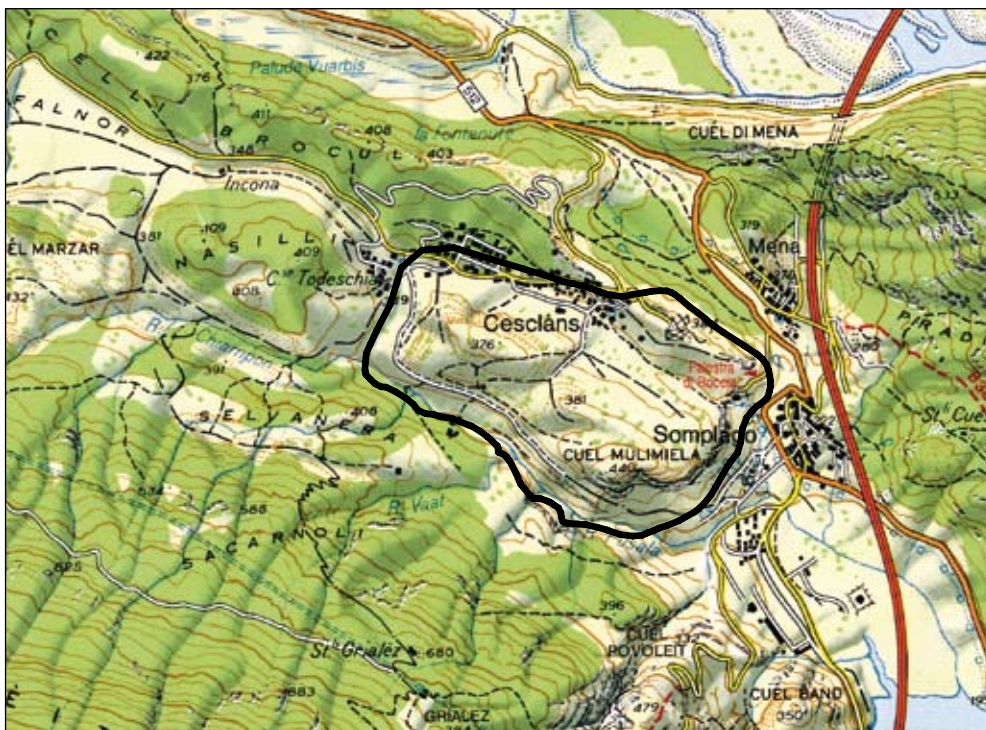
DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro

La Rupe di Cesclans è un rilievo che fa parte della dorsale che separa la valle del Tagliamento all'altezza di Amaro dal bacino del Lago di Cavazzo e comprende anche il Monte Festa. Raggiunge la quota di 440 m sul Cuel Mulimiela.

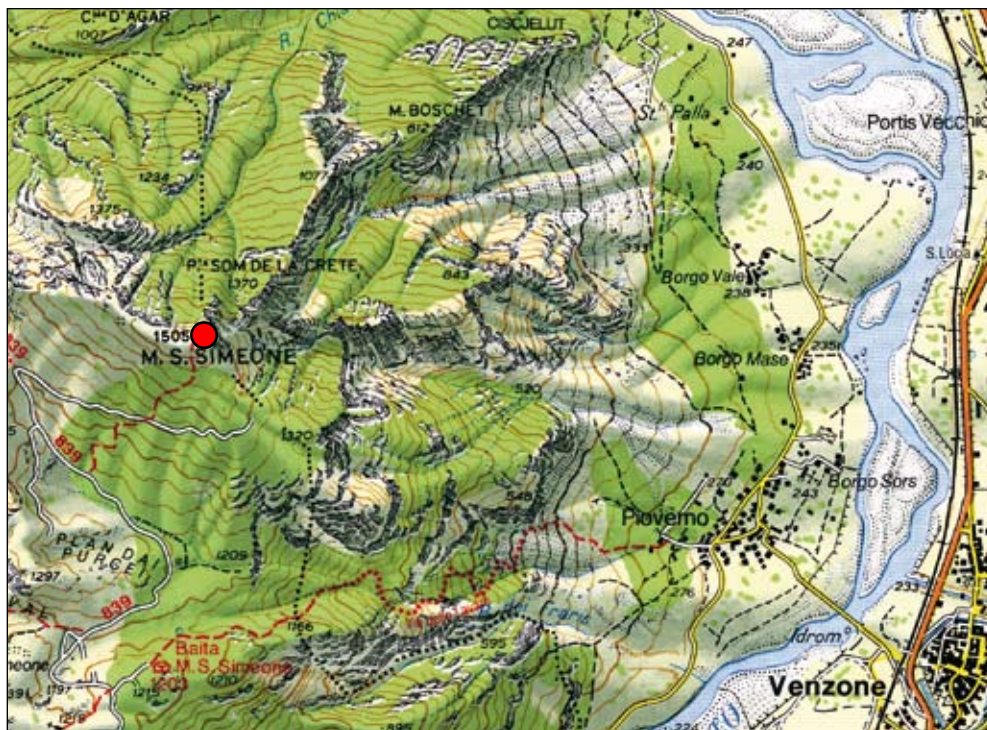
È composta da depositi alluvionali conglomeratici, il cui spessore raggiunge i 200 m, e che rappresentano antichi depositi del Paleo-Tagliamento. Praticamente privi di fossili, la loro datazione non è sicura: in base alla posizione stratigrafica sono attribuibili al Pleistocene inf.-medio (1.800.000-125.000 anni fa circa). La loro deposizione è quindi antecedente all'ultima espansione glaciale ed alla formazione dell'Anfiteatro morenico.

Vista dall'abitato di Somplago, la sommità del colle appare concava verso l'alto e questo effetto morfologico è anche dovuto alla struttura a piega sinclinale formata dai banconi conglomeratici. Queste deformazioni di rocce relativamente molto recenti sono la dimostrazione del perdurare di fenomeni di neotettonica. Ulteriori evidenze di attività neotettonica si hanno osservando il bordo settentrionale del colle, che termina in modo piuttosto brusco contro un piano di faglia, visibile lungo la strada che sale sulla sommità del colle.

I conglomerati pleistocenici (ghiaie poligeniche con clasti di dimensioni fino a 8-10 cm e scarsa matrice fine) affiorano estesamente in destra Tagliamento nel tratto tra Ampezzo e Cavazzo. Inoltre conglomerati delle stessa età e genesi costituiscono il Colle di Udine (v. geosto Colle di Udine), alcuni terrazzi alluvionali (Erba, presso Tarcento), i rilievi isolati dell'Alta Pianura presso Pozzuolo, Carpenedo, Orgnano e Variano, oltre alle gole del medio corso del Fiume Natisone. Tra Cavazzo Carnico e l'abitato di Cesclans fino alla fine del secolo scorso era attiva una cava in cui veniva estratto il conglomerato, noto con il nome di "Ceppo Norico".

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., Peruzza L., 2000; Tambosco S. & Vaia F., 1999; Vai G.B., Venturini C., Carulli G.B., Zanferrari A., 2002.

Il rilievo conglomeratico della Rupe di Cesclans visto da SW: si intravede, sulla destra, la chiesetta nei cui pressi è presente una sorgente captata da un acquedotto locale.

Deformazioni del Monte San Simeone

• **Monte San Simeone,** Bordano e Venzone, Udine.
In Friuli da oltre trent'anni il Monte San Simeone (1505 m) è l'icona dei devastanti sismi che nel 1976 colpirono l'Italia nord-orientale. Anche se studi di maggior dettaglio hanno spostato l'epicentro alcuni chilometri verso Est (Lusevera), nell'immaginario popolare il San Simeone è la rappresentazione di quegli eventi sismici, vuoi per la vicinanza con l'area di massima devastazione, vuoi per il suo incremento di altitudine: ben 18 cm dall'ultima misurazione geodetica effettuata nei primi anni '50. La valenza geologica del Monte San Simeone va ben oltre: la sua ripida parete orientale è una sezione naturale che illustra l'assetto deformativo della catena alpina orientale.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia strutturale, geologia stratigrafica, geomorfologia.
• **Accessibilità:** è ottimale l'osservazione da lontano. Alla periferia di Venzone, dal ponte sul Rio Venzonassa e dal parcheggio antistante, si apre una panoramica spettacolare sulla parete orientale. Osservazioni dirette possono essere eseguite risalendo la strada sterrata che, dalla sella tra Bordano e Interneppo, risale il versante meridionale del Monte.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

Fino all'inizio degli anni '70, prima della costruzione dell'autostrada Udine-Tarvisio (A23), chi risaliva la Pianura Friulana lungo le principali vie di trasferimento verso i territori carnici e pontebbani, sia che provenisse da Pordenone o da Spilimbergo, da San Daniele o da Udine, da Cividale o da Monfalcone, si trovava invariabilmente a transitare ai piedi di Gemona per poi lambire, di lì a pochi chilometri, le mura e il fossato della medioevale Venzone. Proprio in corrispondenza di Venzone la Valle del Tagliamento si restringe a imbuto - 2 km di sezione trasversale - preannunciando l'ingresso ai territori alpini settentrionali. Il transito e passaggio dalle Prealpi alle Alpi Carniche e Giulie è marcato da due piramidi carbonatiche che incombono da opposte sponde sul fondovalle, all'altezza di Venzone.

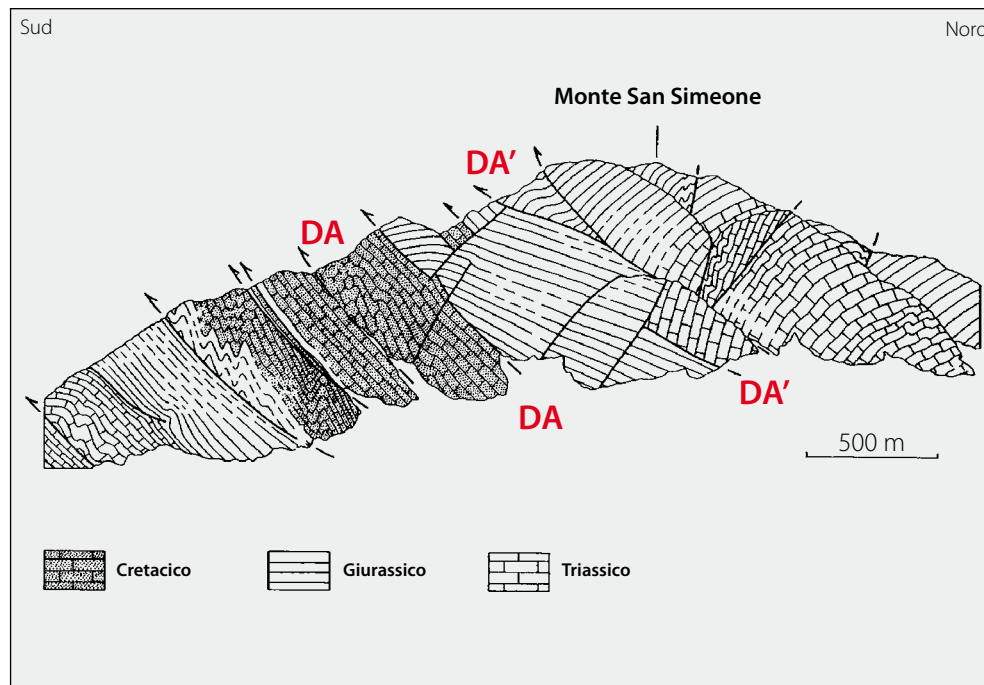
Sono rispettivamente i rilievi del Monte Plauris, a oriente, e del più noto Monte San Simeone, a occidente. Insieme danno forma e consistenza a questa sorta di colonne d'Ercole, poste a baluardo e demarcazione dell'accesso alla Carnia e al confinante Canal del Ferro.

La parete orientale del Monte San Simeone, ammirabile dal ponte di Venzone che attraversa il Rio Venzonassa, è un taglio naturale che si estende in direzione N-S per almeno 3 km e raggiunge uno spessore visibile massimo di 1200 m in corrispondenza della cima del rilievo.

Attraverso la lettura geologica del Monte San Simeone, profonda trincea prodotta dal transito di acqua e ghiaccio nel corso degli ultimi 10-20 milioni di anni, è possibile comprendere la storia deformativa più antica del territorio friulano centrale, direttamente connessa a quella più recente e devastante.

Due sono le tipologie di dati che possono, più di altre, interessare per il loro significato: l'età di formazione delle rocce che costituiscono il rilievo e l'assetto geometrico che quelle stesse rocce presentano oggi, molto differente da quello orizzontale acquisito al momento della deposizione.

Il Monte San Simeone visto da SE: si notano l'alveo del Fiume Tagliamento e il paese di Bordano; sulla sinistra si intravede la vallata occupata dal Lago di Cavazzo.

Il Monte San Simeone visto dal ponte sul Torrente Venzonassa a Venzone.

Il Monte San Simeone rivela, attraverso i tipi di roccia e le loro differenti età, le inclinazioni e i contorcimenti degli strati, una storia complessa fatta di antichi ambienti marini e poderose spinte crostali (DA e DA': Linea dei Monti Dof e Auda).

I sedimenti che formano il Monte San Simeone si depositarono in un intervallo di tempo durato circa 100 milioni di anni e compreso tra il Triassico sup. e il Cretacico inf.: sono rocce che i geologi hanno raggruppato, sulla base dell'età e delle caratteristiche litologiche, in unità con denominazioni che rendono più agevoli i riferimenti, le correlazioni e le ricostruzioni del passato geologico.

Le unità più antiche sono rappresentate dalla Dolomia Principale e dal Calcare di Dachstein, entrambe del Triassico sup. Seguono i calcari di età giurassica con la Fm. di Soverzene, il Calcare del Vajont, la Fm. di Fonzaso e il Rosso Ammonitico superiore. Chiudono la successione i calcari cretacei del Biancone e della Scaglia rossa. Sono tutte rocce sedimentarie generate in ambienti marini di profondità varia.

Le loro caratteristiche comuni sono quelle di essere stratificate e di avere una composizione carbonatica (calcari e dolomie). La stratificazione permette di individuare e leggere facilmente le deformazioni subite dal volume di roccia, utili nella discussione del secondo punto.

Le deformazioni della successione stratificata del Monte San Simeone, acquisite nel corso dell'orogenesi alpina (fase neoalpina, stadio principale), sono l'effetto dei movimenti di collisione tra le placche tettoniche eurasiatica e afro-adriatica. Sono percepibili le giaciture contorte e spezzate del Monte San Simeone, dovute a una compressione che dura da almeno 25 milioni di anni e i cui massimi effetti (pieghe e faglie) sono oggi visibili in superficie ma si sono formati ad alcuni chilometri di profondità.

I dati di assetto geometrico, uniti a quelli di età della successione rocciosa, raccontano dunque la storia evolutiva del territorio. È solo un piccolo rilievo il Monte San Simeone, rispetto all'insieme delle Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Eppure il suo contenuto geologico costituiscono un insostituibile spaccato di riferimento capace di rappresentare, in affioramento, lo stile della catena alpina nord-orientale.

Vi si può leggere un raccorciamento crostale prodotto dall'affastellamento di enormi pacchi di rocce che, uno sull'altro, come gigantesche tegole embricate, rampano verso la pianura.

Nella realtà geologica le singole tegole sono rappresentate da spessori stratificati di rocce che, oltre a inclinarsi, si sono inarcate dando origine a fitti e regolari sistemi di scorrimenti associati a enormi pieghe anticlinali.

Più che di tegole si potrebbe parlare di elenchi telefonici che, per la loro consistenza e deformabilità, meglio ci lasciano immaginare le numerose pieghe del Monte San Simeone mentre, lentissimamente, prendevano forma nelle profondità crostali, muovendosi verso meridione e scorrendo lungo le singole superfici di faglia.

La porzione settentrionale del rilievo è, ma solo in apparenza, di meno facile lettura. La ragione sta nella presenza di una famiglia di faglie più recenti, riconoscibili per la loro inclinazione a medio-alto angolo verso Sud. Esse spezzano in vari segmenti i piani di scorrimento immergenti a Nord. Se si eliminano idealmente questi effetti tardivi, appare chiaro uno stile deformativo identico a quello della porzione meridionale del rilievo. L'unica differenza è che in questo tratto le pieghe sono gigantesche. Quella più settentrionale, che interessa la parte più elevata del Monte San Simeone, è così estesa che per gran parte è stata asportata dalle erosioni quaternarie.

Bibliografia essenziale: Bressan G., Bragato P.L. & Venturini C., 2003; Carulli G.B. & Ponton M., 2002b; Talamo R., Pampaloni M. & Grassi S., 1978; Venturini C. & Carulli G.B., 2003.

Campanile di Val Montanaia

• **Val Montanaia, Alta Val Cimoliana,** Cimolais, Pordenone.
Si tratta di uno dei rari esempi di guglia presente in Friuli Venezia Giulia, rappresentativo della morfologia "dolomitica". Rientra nell'area delle Dolomiti, recentemente inserite nella lista del Patrimonio Mondiale dell'UNESCO. A questo geosito sono collegati importanti aspetti escursionistico-paesaggistici e storici.
• **Grado d'interesse:** sovranazionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia.
• **Accessibilità:** si raggiunge il Campanile percorrendo il sentiero CAI n. 353 a partire dal Rifugio Pordenone nella Val Cimoliana. L'avvicinamento è piuttosto faticoso perché si snoda lungo un ripido ghiaione con 900 m di dislivello.

DESCRIZIONE
A cura di Giuseppe Muscio e Ivo Pecile

Simbolo del Parco delle Dolomiti Friulane, il Campanile di Val Montanaia si trova nel comprensorio dell'alta Val Cimoliana: è una guglia di dolomia, di bellezza spettacolare e selvaggia: alta 300 metri ha una base di 60 metri. Si staglia contro il cielo al centro della valle, in una posizione considerata unica al mondo.

È frutto dell'erosione, in particolare di quella attuata dai grandi ghiacciai che, sino a meno di diecimila anni fa, ricoprivano la valle e ne hanno plasmato la forma attuale, così come è avvenuto in tutte le vallate alpine. L'erosione è stata facilitata dalla presenza di numerose faglie che hanno sbriciolato la roccia consentendo la sua rapida asportazione.

Le rocce che costituiscono questa guglia costituivano un tutt'uno con quelle dei versanti della Val Montanaia: è stata l'azione delle lingue glaciali prima e delle acque poi a separale e lasciare isolato il Campanile che deve quindi la sua spettacolarità non solo alla sua forma ma anche, e forse soprattutto, alla posizione isolata al centro di questa ripida vallecola glaciale.

Il Campanile di Val Montanaia è noto dal punto di vista alpinistico. È stato scalato la prima volta nel 1902 con un'arrampicata estremamente ardita, rischiosa ed esposta: la storia delle prime ascensioni costituisce una delle pagine più affascinanti dell'alpinismo italiano.

Furono in realtà due austriaci (von Glanvell e von Saar), a completare per primi la scalata il 17 settembre di quell'anno, ma ciò non sarebbe stato possibile senza le indispensabili informazioni fornite loro dai triestini Cozzi e Zanutti che, pochi giorni prima, erano stati bloccati più dalla mancanza di attrezzatura che dalle difficoltà. Essi avevano già superato, infatti, il tratti più difficoltoso di questa ascensione, quella che oggi è nota come "fessura Cozzi".

Oggi la salita è resa più sicura grazie a materiali, tecniche e preparazioni specifiche collaudate, ma non è assolutamente una passeggiata.

Il caratteristico profilo del Campanile, una guglia che si erge isolata al centro di una vallecola glaciale. Sulla sinistra il Bivacco Perugini.

L'isolato torrione del Campanile di Val Montanaia.

Le rocce cataclasate lungo la val Montanaia. Oltre allo spettacolare Campanile, si notano le pareti verticali e le aspre forme che caratterizzano le dolomie affioranti.

L'ascesa è riservata ad alpinisti esperti in quanto prevede difficoltà minime di IV grado.

La litologia interessata è quella della Dolomia Principale, coinvolta, in questa porzione delle Prealpi Carniche, dalla grande linea tettonica chiamata Linea Barcis-Staro Selo. Nella Val Montanaia, come in molte altre vallecole della zona, tutte intensamente modellate dai ghiacciai quaternari, sono ben evidenti gli effetti delle enormi forze in gioco negli spostamenti delle masse rocciose. Lungo la faglia, la Dolomia Principale (dal comportamento rigido) si è mossa sopra rocce più recenti e deformabili. Il movimento è avvenuto lungo un piano che immerge verso Nord ed è inclinato di circa 30°. Gli strati si presentano talora verticalizzati e intensamente fratturati. L'attrito dovuto al movimento ha causato la frantumazione della rigida dolomia, generando spesso enormi depositi di detrito.

Il paesaggio, modellato anche dagli agenti meteorici (e in un recente passato, come detto, anche dall'attività dei ghiacciai quaternari), appare selvaggio e caratterizzato proprio dalla forte fratturabilità delle rocce. Guglie, torrioni, pareti a strapiombo, conoidi detritici e ampi alvei sono alcuni fra i più evidenti risultati di questa intensa azione modellatrice.

Bibliografia essenziale: Aa.Vv., 2006; Ferasin F., Braga G.P., Corsi M. & Locatelli D. , 1969; Scortegagna U. & Zanetti M.,1996.

Fonte Pussa

• **Rifugio Pussa,** Claut, Pordenone.
Si tratta di una sorgente solforosa che sgorga in Val Settimana, allo sbocco di una suggestiva forra e in prossimità della linea tettonica d'interesse regionale denominata Monte Dof- Monte Auda.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** idrogeologia, geomorfologia, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** è facilmente raggiungibile, in quanto posto nelle immediate vicinanze del parcheggio del Rifugio Pussa, alla fine della strada a fondo naturale della Val Settimana.

DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol e Billy Figus

Il sito è posto nell'esteso pianoro denominato Pussa, in alta Val Settimana, dove confluiscono le valli Senons e delle Camosce. Il nome deriva dalla presenza della sorgente solforosa magnesiaca che fuoriesce a pochi metri dal Rifugio omonimo (quota 940 m). Dagli strati calcarei selciferi del Liassico (Fm. di Igne) sgorga un rivolo perenne di acqua limpida, fresca e dissetante, ricca di idrogeno solforato e di sali di magnesio idonea per scopi terapeutici. In passato è stata utilizzata nella cura dei disturbi intestinali e cutanei.

Il chimismo peculiare di quest'acqua è legato all'assetto geologico e strutturale della fascia posta a monte della sorgente. Poco a Nord si sviluppa l'importante lineamento tettonico denominato "Linea del Monte Dof-Monte Auda", di rilevanza regionale. In quest'area porta in affioramento le dolomie cariate carniche e la Fm. del Monticello a scorrere sui più recenti "Calcari del Vajont". Come riscontrabile a occidente sul Col de Post, dove alla base della successione sono presenti dolomie cariate con livelli gessosi del Carnico, è probabile che la mobilizzazione in profondità sia avvenuta in presenza dei medesimi livelli che possono aver funzionato da lubrificante tettonico.

La presenza di sorgenti solforose, anche in altre zone del Friuli (Fonte Pudia di Arta, Puzza di Forni di Sotto, Bagni di Lusnizza, ecc.), è tipicamente associata alla percolazione d'acqua nel sottosuolo a contatto con orizzonti gessosi.

Il quadro tettonico, alquanto articolato, ha condizionato decisamente l'evoluzione del reticolo idrografico. A ridosso della sorgente l'angusta forra con la bella cascata del Rio Stuet immette le acque della Val delle Camosce nel Torrente Settimana e denotano un evidente "controllo strutturale" del rio. La fascia di scorrimento della "Linea del Monte Dof-Monte Auda" è posta qualche centinaio di metri a Nord della sorgente, trasversalmente all'asse vallivo. La testata della forra costituisce un nodo tettonico, in quanto il motivo strutturale che più a oriente è caratterizzato dalla presenza di altre due vicarianti, qui vede la riunificazione dei tre scorrimenti in quello principale.

Nel 1925 S. Zenari così descriveva: "Presso la confluenza la Valle delle Camoscie passa dai terreni triassici ai calcari selciferi del Lias, che taglia quasi normalmente trasformandosi in una stretta gola a pareti verticali in fondo alla quale l'acqua precipita in una serie di cascate, perché questo torrente giunge alla confluenza sopraelevato di circa un centinaio di metri sull'altro. La valle al suo sbocco appare in basso come una fessura strettissima, ma più in alto risulta spianata alquanto a gradino specialmente sulla spalla sinistra; fatto che può essere interpretato come effetto di una precedente azione glaciale...".

La zona delle sorgente allo sbocco della forra del Rio Stuet nell'alta Val Settimana.

Bibliografia essenziale: Bressan M., 2005; Broili L., 1989; Carulli G. B., Cozzi A., Longo Salvador G., Pernarcic E., Podda F. & Ponton M., 2000; Carulli G.B., 1971; Scortegagna U. & Zanetti M., 1996; Zenari S., 1925.

Pieghe metriche nella "serie condensata" in Val Zemola

• **Costa,** Erto e Casso, Pordenone.
Il geosito si trova lungo la strada della Val Zemola, dove affiorano in ottima esposizione le pieghe metriche nell'ambito della "serie condensata" al passaggio Giurassico-Cretacico.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia strutturale, geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** è facilmente osservabile lungo la strada che percorre la Val Zemola, poco dopo l'abitato di Erto.

DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol, Billy Figus e Furio Finocchiaro

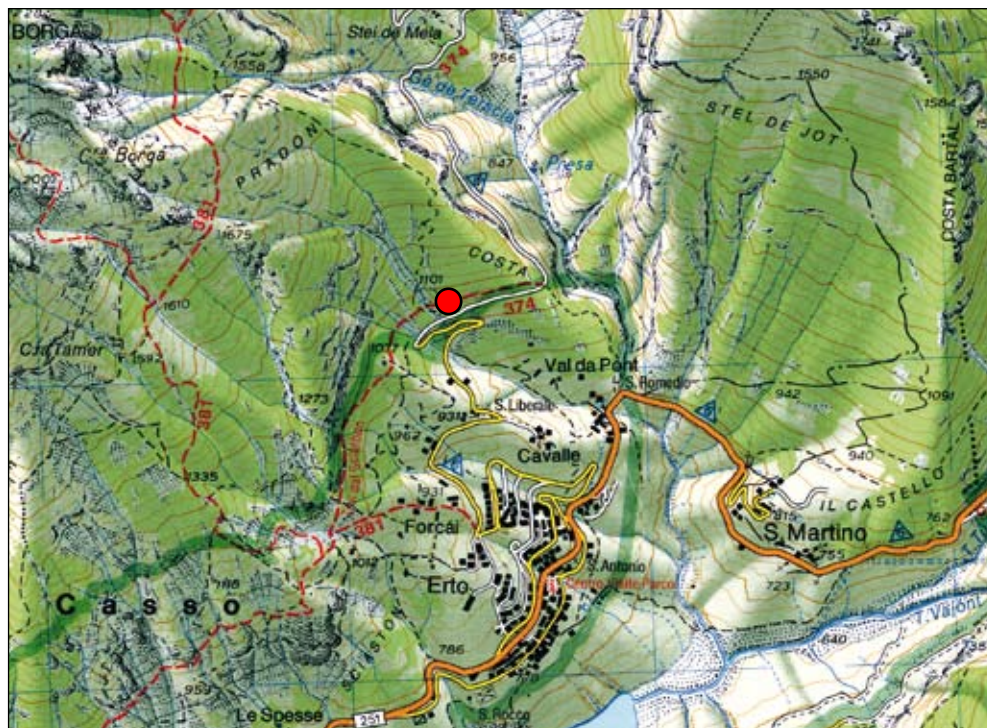
L'affioramento è posto circa 1 km a settentrione di Erto, lungo la strada della Val Zemola, in corrispondenza di un fronte roccioso a franapoggio insistente sulla carreggiata. Un antico scivolamento lungo i piani di strato, probabilmente innescato da scalzamento al piede, ha messo in luce il passaggio Giurassico-Cretacico. In pochi metri si passa dal Calcare del Vajont (Dogger, Giurassico medio) alla Scaglia rossa (Cretacico sup.) con l'interposizione di una "serie condensata".

Questo termine indica una successione litologica che, a parità di intervallo di sedimentazione (relativamente lungo), si contraddistingue per lo spessore "localmente" ridotto rispetto a quello raggiunto in altre zone di bacino.

Nel geosito le rocce della "serie condensata", deposte nell'intervallo che va dal Malm (Giurassico medio) al Cretacico sup. (circa 70 milioni di anni), non supera i 2 metri di spessore. La serie è composta da calcari selciferi verdi e rossi in strati sottili intensamente ripiegati (facies della Fm. di Fonzaso) e calcari nodulari rosati o rosso mattone (facies di Rosso Ammonitico).

Alla base della "serie condensata" affiora la Fm. del Calcare del Vajont, costituita da calcari nocciola organizzati in strati a periodo decimetrico e disposti a franapoggio; al tetto, invece, sono presenti le marne e i calcari marnosi della Fm. della Scaglia rossa.

In altri affioramenti della Valle del Vajont e della Val Gallina, lo stesso intervallo stratigrafico non condensato è composto da tre formazioni (Fm. di Fonzaso, Ammonitico Rosso, Calcare di Soccher) e raggiunge potenze prossime ai 200 metri.

Bibliografia essenziale: Riva M., Besio M., Masetti D., Roccati F., Sapigni M. & Semenza E., 1990; Scortegagna U. & Zanetti M., 1996.

Calcari selciferi verdi e rossi in strati sottili intensamente ripiegati (facies della Fm. di Fonzaso) e calcari nodulari rosati o rosso mattone (facies di Rosso Ammonitico) nella Val Zemola.

I "Libri di San Daniele".

Libri di San Daniele

• **Monte Borgà,** Erto e Casso, Pordenone.
All'interesse scientifico del fenomeno di erosione selettiva che ha permesso di isolare le lastre di calcare rosato, si sommano quello estetico, connesso alla loro spettacolare esposizione ed estensione, e l'estrema didatticità dell'affioramento.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** la difficoltà nel raggiungere il sito a piedi è dovuta al dislivello (oltre 1400 metri da Casso) e alla lunghezza del percorso lungo il sentiero CAI n. 381. A quota 1610 metri lo si lascia a destra per salire alla cresta tra il Monte Piave ed il Monte Sterpezza.

DESCRIZIONE
A cura di Giuseppe Muscio e Ivo Pecile

I "Libri di San Daniele" costituiscono una delle attrattive principali per il visitatore che da Casso sale al Monte Borgà. Situati sul crinale tra il Monte Piave ed il Monte Sterpezza, i "libri" si presentano all'escursionista come grandi "pagine" di roccia accatastate le une sulle altre e caratterizzate da una innaturale e intrigante geometria che le fa assomigliare a veri e propri volumi pietrificati. La posizione degli strati/pagine - a volte appoggiati gli uni sugli altri a volte di fianco - rende l'idea di libri aperti e fornisce interessanti informazioni sulla loro natura ed origine.

Nelle Dolomiti Friulane sono presenti calcari selciferi, calcari marnosi di colore chiaro, calcari nodulari e brecce (Calcare di Soccher del Giurassico inf.-Cretacico) depositati sul fondo della scarpata che raccordava la Piattaforma Friulana al Bacino Bellunese, a centinaia di metri di profondità; affiorano soprattutto nella parte Sud-occidentale del Parco. Nella parte inferiore della successione si trovano calcari nodulari (in facies di Rosso Ammonitico), che costituiscono, tra l'altro, i Libri di San Daniele, che tanto colpiscono l'immaginazione.

Hanno in generale una giacitura orizzontale e hanno subito una forte erosione soprattutto per quanto riguarda i livelli di argilla rossastra posti tra i più resistenti strati di calcare nodulare. La differente resistenza all'erosione delle due litologie ha portato all'isolamento delle lastre di calcare nodulare rosato.

Il nome di Libri di San Daniele deriva da una leggenda che narra come il protettore dei viandanti, appunto Daniele, avesse accumulato queste lastre per costruire il pavimento di una chiesa. Queste lastre sono state in passato utilizzate anche per la copertura di alcune case di Casso.

Bibliografia essenziale: Costacurta R., Grandesso P., Massari F. & Medizza F., 1979; Gnaccolini M., 1968; Grandesso P., Stefani C. & Poli M.E., 2002c; Leonardi P., 1967; Scortegagna U. & Zanetti M., 1996.

I "Libri di San Daniele" si presentano come grandi "pagine" di roccia accatastate le une sulle altre, costituite da calcari nodulari in facies di Rosso Ammonitico.

Linea tettonica del Monte Dof-Monte Auda presso Casera Bregolina

• **Casera Bregolina Grande,** Cimolais, Pordenone.
Con la denominazione viene indicata una zona ove sono particolarmente evidenti gli effetti delle deformazioni legate alla "Linea del Monte Dof-Monte Auda" di interesse regionale, in corrispondenza del fianco di un blocco sovrascorso.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia strutturale, geomorfologia.
• **Accessibilità:** il geosito è attraversato da un importante percorso escursionistico che collega l'Alta Val Cimoliana (Rifugio Pordenone) con l'Alta Val Settimana (Rifugio Pussa). Il percorso è illustrato nel Trekking delle Bregoline. Il Parco Naturale Dolomiti Friulane per agevolare la fruizione escursionistica e didattica ha curato la ristrutturazione della Casera Bregolina Grande attrezzandola a "rifugio non custodito".

DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol

Il sito, ubicato in corrispondenza della Forcella Savalons (o della Sabbia), è posto lungo il versante SW del Monte Ferrara in sinistra orografica della Val Cimoliana, un paio di chilometri a NE di Ponte Confoz, nei pressi di Casera Bregolina Grande. Qui si manifesta con evidenza, tra il Colle Roncada a Nord e Casera della Stua a Est, il sovrascorrimento della Dolomia Principale (Norico) sui Calcari selciferi della Fm. di Igne (Lias), con un piano di scorrimento suborizzontale. Il sovrascorrimento, appartenente alla "Linea Monte Dof-Monte Auda", è un elemento strutturale di grande importanza che va ad innestarsi, ad Ovest, nella Linea della Valsugana. In passato è stato considerato come parte della "Linea dell'Alto Tagliamento", posta più a Nord.

Mentre nelle compagini ben stratificate la risposta alle sollecitazioni tettoniche determina spesso il crearsi di pieghe di vario tipo, nelle massicce bancate dolomitiche "rigide" provoca un'esasperazione del grado di suddivisione dell'ammasso roccioso lungo fasce cataclasitiche. Proprio gli effetti del sovrascorrimento nella Dolomia Principale hanno determinato la formazione localizzata di sabbie dolomitiche derivate dalla disgregazione di fasce estremamente fratturate. La loro estensione attorno alla forcella costituisce ragione di curiosità ed elemento d'interesse specifico. L'area a settentrione di Forcellalla Savalons fino a Forcella della Lama lungo un tratto di circa 1 km presenta significative testimonianze dell'azione glaciale. Alla base del versante occidentale del Monte Ferrara appare evidente un catino glaciale. La Forcella della Lama si pone sui bordi di un terrazzo di origine glaciale. L'esarazione del ghiacciaio ha spianato la sommità del Colle Roncada, creando una sorta di balconata (a quasi 2000 di quota) sui gruppi montuosi del versante occidentale della Val Cimoliana.

Bibliografia essenziale: Broili L, 1989; Carulli G.B., 2006; Parco Naturale Dolomiti Friulane, 2008a; Scortegagna U. & Zanetti M., 1996; Zappa L. Lorenzutti D. & Gasparo D., 1998.

Depositi ghiaioso-sabbiosi derivanti dalla disgregazione di roccia dolomitica cataclasata (estremamente suddivisa) a Forcella Savalons.

Piega del Monte Porgeit

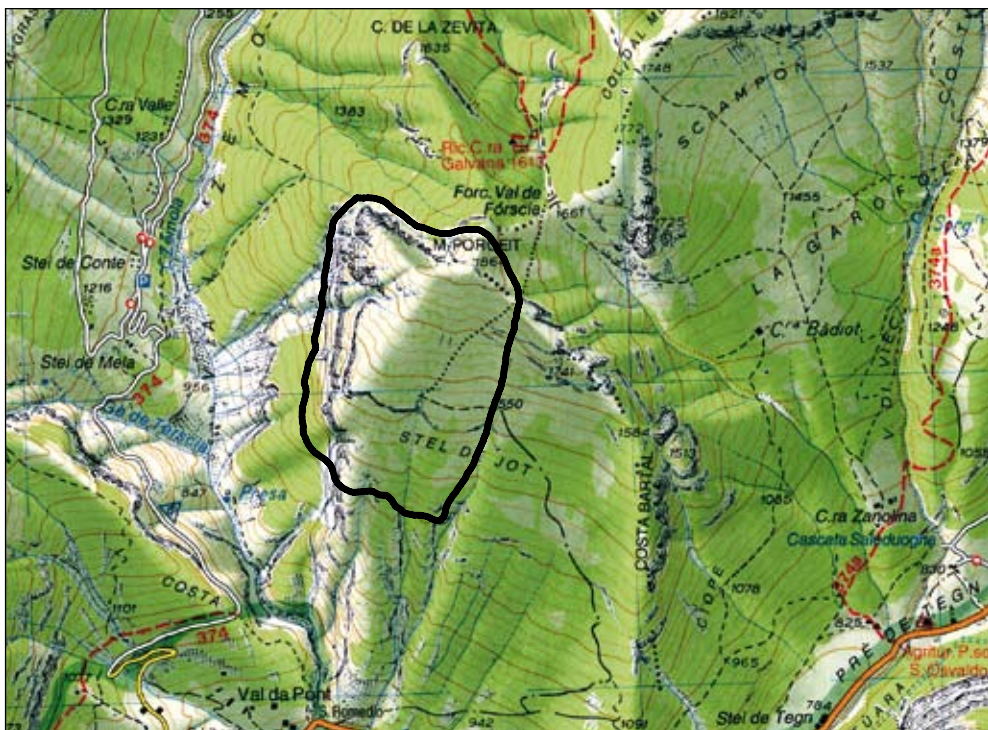
• **Val Zemola,** Erto e Casso, Cimolais, Pordenone.
Con questo nome è indicata la sinclinale che nella Val Zemola costituisce il nucleo del Monte Porgeit. La stratificazione netta, la subverticalità del versante occidentale del monte la rendono particolarmente rappresentativa. La struttura è, inoltre, facilmente visibile e riconoscibile dalla pista di fondovalle.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia strutturale, geomorfologia.
• **Accessibilità:** è facilmente osservabile lungo la strada che percorre la Val Zemola e conduce verso il Rifugio Maniago.

DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol e Billy Figus

Il Monte Porgeit è posto lungo la Val Zemola, in sinistra orografica, circa 2 chilometri a Nord dello sbocco della valle nel bacino del Vajont. Il tratto terminale della valle, localmente denominato anche Forra di San Romedio, è caratterizzato da una incisione torrentizia che si approfondisce fino ad un centinaio di metri nei calcari del Giurassico medio (Calcari del Vajont) e nei livelli sovrastanti ("serie condensata" di calcari stratificati del Malm-Cretacico sup., Scaglia rossa del Cretacico sup. e Marne di Erto del Paleocene). Si sviluppa per 1,5 km circa a partire da quota 900 m e presenta spettacolari fenomeni di erosione legate allo scorrere dell'acqua (sottoescavazioni, marmitte, ecc.). Le morfologie sono peraltro difficilmente osservabili, privilegio destinato agli esperti di canyoning e/o di coloro che vogliono risalire almeno il tratto terminale della gola.

Il Monte Porgeit è caratterizzato dalla presenza di una successione calcarea a stratificazione netta del Giurassico-Cretacico. Lungo il versante occidentale gli strati formano un'evidente piega sinclinale, particolarmente chiara nella porzione sommitale, per poi immergersi rapidamente assumendo, lungo il versante meridionale, un assetto a franapoggio. Il ripiegamento interessa gli strati del Calcare del Vajont e della soprastante "serie condensata" giurassico-cretacea. La grande piega denota una marcata verticalizzazione degli strati. Come ben osservabile dal Monte Buscada, il passaggio stratigrafico tra i Calcari del Vajont e la "serie condensata" è marcato da un ampio gradone roccioso, ad indicare la differente risposta al processo geomorfologico evolutivo di ammassi rocciosi caratterizzati da un grado di suddivisione tra loro molto diverso.

È da rilevare come anche la parte opposta della valle (Monte Buscada) riprenda lo stesso assetto evidenziandone la continuità geostrutturale

Bibliografia essenziale: Broili L., 1989; Riva M., Besio M., Masetti D., Roccati F., Sapigni M. & Semenza E., 1990; Scortegagna U. & Zanetti M., 1996.

Il Monte Porgeit (Val Zemola) visto dal Monte Buscada. La piega a ginocchio nella Fm. del Calcare del Vajont e nella soprastante serie condensata.

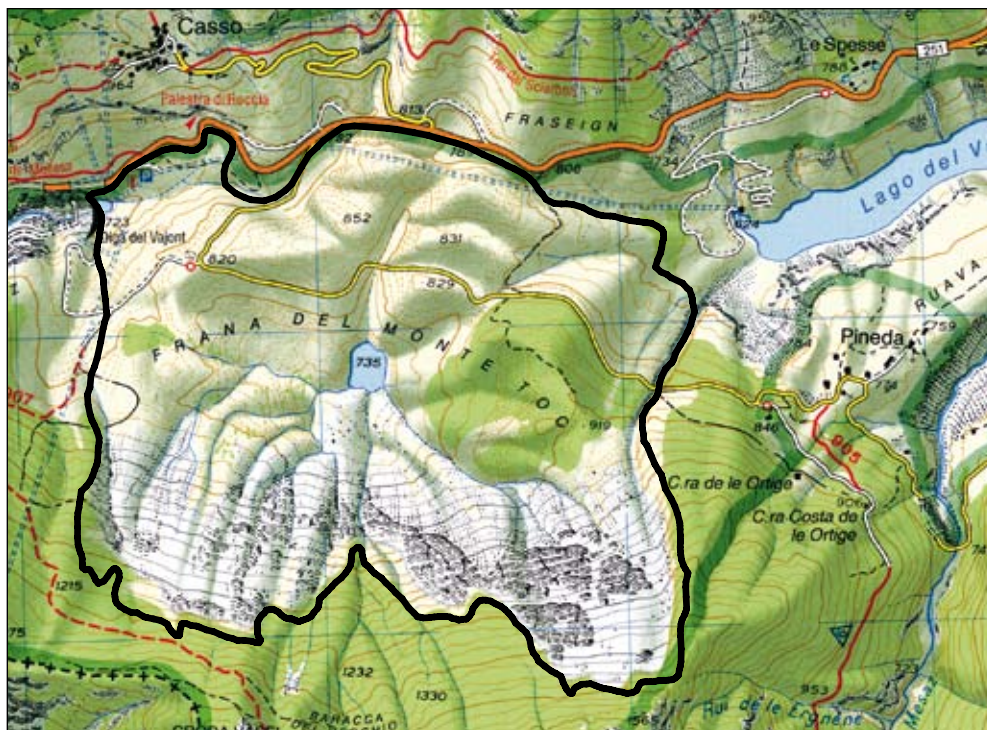
Frana del Vajont

• **Monte Toc,** Erto e Casso, Pordenone.

La valle del Torrente Vajont mette in comunicazione l'ampio solco vallivo del Piave con la Pianura Friulana attraverso la Val Cellina. É una valle stretta, con versanti scoscesi e dirupati. A cavallo tra gli anni '50 e '60, poche centinaia di metri a monte della confluenza con il Fiume Piave, il torrente venne sbarrato da una diga per scopi idroelettrici. Tale impianto non entrò mai ufficialmente in funzione perché, nell'ottobre 1963, una gigantesca frana colmò parzialmente l'invaso, provocando una terribile ondata: i paesi lungo il lago, Longarone ed altri abitati vennero rasi al suolo con un tragico bilancio di quasi 2.000 morti. La frana del Vajont ha condizionato la progettazione delle grandi opere sul territorio e, più in generale, il rapporto tra uomo e montagna.

• **Grado d'interesse:** sovranazionale.

• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia, geologia stratigrafica, geologia ambientale.

• **Accessibilità:** la nicchia di distacco e il corpo di frana sono chiaramente visibili dalla strada statale Longarone-Cimolais. È possibile percorrere il coronamento della diga ed ammirare dalla sua sommità un emozionante e struggente paesaggio.

DESCRIZIONE

A cura di Franco Cucchi e Barbara Grillo

Il Vajont è un torrente, tributario del Piave, che nasce ai piedi del Col Nudo e, ricevute le acque della Val Zemola e della Val Mesaz, si è creato una via di uscita dalle montagne friulane incidendo una forra, soprattutto nella parte finale, nell'omonima formazione rocciosa: il Calcare del Vajont. È questa una formazione del Giurassico medio, deposta in ambiente torbiditico di scarpata e costituita da calcari oolitico-bioclastici in banchi gradati, di potenza compresa tra 0,30 e 2 m con laminazioni piano-parallele alternati a calcari micritici a microfaune pelagiche con rari noduli di selce.

Sopra poggia una serie di scarpata di piattaforma e di bacino del Giurassico sup.-Cretacico inf.: la Fm. di Fonzaso costituita da calcari micritici e calcareniti in strati decimetrici con abbondante selce policroma e argilliti; la Fm. del Rosso Ammonitico con calcari nodulari da grigio verdi a rossastri, selce rossa e Ammoniti; la Fm. del Biancone con calcari micritici nocciola con selce grigio scura o biancastra; la Fm. del Calcare di Soccher costituita da calciruditi bioclastiche, calcareniti grossolane e calcari con selce scura. A seguire, dal Cretacico inf. all'Eocene, si è deposta una serie bacinale, la Scaglia rossa, a marne e calcari marnosi debolmente nodulari a stratificazione centimetrica-decimetrica ed infine il Flysch di Claut (Paleocene p.p.-Eocene medio).

Dal punto di vista strutturale nella zona si possono riconoscere due pieghe principali entrambe con asse orientato in direzione E-W: l'anticlinale Pelf-Frugna, con un asse che corre lungo la Val Gallina e attraversa l'alta valle del Vajont il cui nucleo è costituito da Dolomia Principale; la sinclinale di Erto, riconoscibile nella conca di Erto con al nucleo la formazione del Flysch di Claut. Il fianco meridionale di tale sinclinale asimmetrica, lungo il cui asse si è impostata la valle del Vajont, costituisce il fianco settentrionale del Monte Toc da cui si è staccata la frana.

In termini morfologici la valle è di origine glaciale: dopo l'ultima glaciazione l'azione erosiva

L'accumulo di frana che nell'ottobre del 1963, staccatosi dal Monte Toc, ha occupato l'invaso del Vajont causando una gigantesca ondata. L'enorme massa d'acqua ha scavalcato la diga e ha distrutto Longarone e le frazioni più basse di Erto e Casso.

Il Monte Toc: è ben evidente la nicchia di distacco, a forma di M, e l'invaso riempito dalla frana. In basso a destra il coronamento della Diga.

Il laghetto alla base della nicchia di distacco, vista dal corpo di frana.

glaciale venne sovraimpressa dalla successiva erosione torrentizia, che incise il profondo profilo a "V" attuale, geometricamente favorevole per la ubicazione di una diga di sbarramento. La morfologia della Valle del Vajont ha subito notevoli trasformazioni legate al distacco della frana dal Monte Toc, che ha cambiato profondamente sia l'aspetto morfologico che quello idrogeologico, ostruendo il corso del torrente, che attualmente è deviato in una galleria scavata nel fianco destro della valle. La scarpata della frana è composta dalla Fm. di Fonzaso e, a monte, dal Calcare del Vajont. La massa scivolata è in gran parte composta dai Calcari di Soccher.

Già all'inizio del secolo alcune società private avevano intuito la possibilità di sfruttare in modo capillare le acque del bacino del Piave per produrre energia elettrica. Tra gli anni '30 e '60 vennero formulati e via via perfezionati vari progetti che portarono alla realizzazione di una serie di sbarramenti, laghi artificiali e relative centrali idroelettriche in più località lungo il corso del Piave e dei suoi principali affluenti. Venne pure avviata la costruzione di una complessa e grandiosa rete di condotte forzate che, collegando i vari invasi, consentiva di sfruttare più volte la stessa acqua. In questa logica di utilizzazione razionale e capillare del bacino del Piave, la diga del Vajont assumeva un ruolo chiave: essa riceveva infatti le acque provenienti da tutti i serbatoi situati nell'alta valle del Fiume Piave, le quali venivano successivamente convogliate nel lago artificiale di Val Gallina, serbatoio di carico sovrastante la centrale di Soverzene. Proprio in relazione al suo importante ruolo la diga del Vajont fu ripensata ed ingrandita, diventando il progetto "Grande Vajont".

Nel 1957 la società SADE di Venezia presentò il progetto definitivo e diede il via ai lavori che furono completati nel 1959. La diga, una costruzione ad arco alta 264.6 m, era nel suo genere la più grande del mondo e la seconda in assoluto.

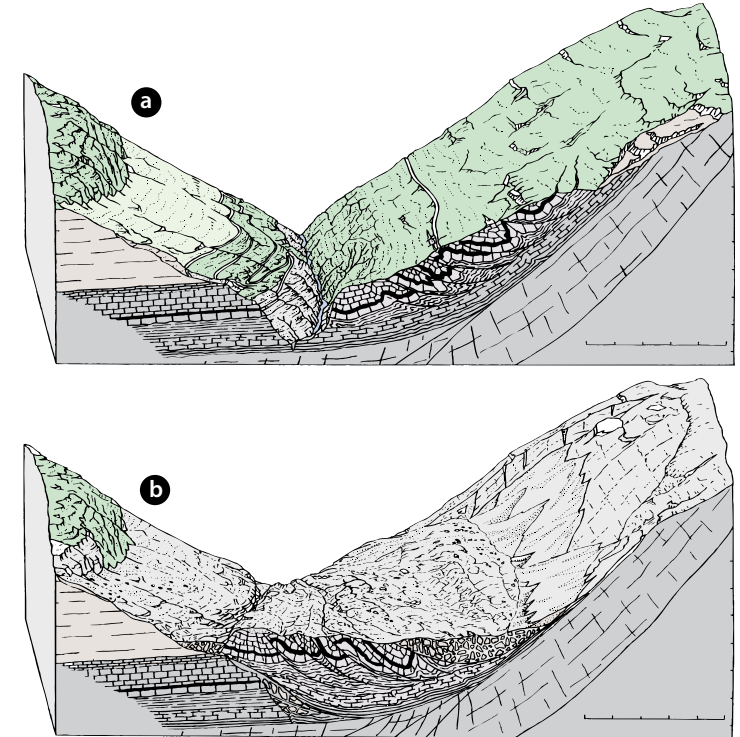
Diga ad arco

Altrezza della diga:	264,6 m
Quota massima invaso:	722,5 m slm
Quota minima invaso:	462 m slm
Quota massima :	725,5 m slm
Invaso totale:	168.715.000 m^3
Invaso utile:	150.000.000 m^3

Dal 1960 iniziò il collaudo della diga con il riempimento del serbatoio. Già il primo invaso mise in luce una generale instabilità delle sponde del lago e soprattutto della sponda sinistra: il versante era infatti interessato da segni di movimenti quali alberi inclinati, fessure nel terreno e fenditure sui muri delle abitazioni; il 4 novembre 1960 si staccò una frana che scivolò nel lago, mentre si delineò in alto una lunga frattura a forma di M che costituì la futura nicchia di distacco della frana del 9 ottobre 1963.

I tecnici consultati formularono due ipotesi sul tipo di movimento: una prevedeva franamenti successivi di modeste dimensioni, l'altra un unico grande scivolamento. Nessuno però si aspettava la rapidità e la violenza con cui l'evento si verificò.

La descrizione del tragico evento è ripresa dal sito www.vajont.net: "La frana che si staccò alle ore 22.39 del 9 ottobre, dalle pendici settentrionali del Monte Toc precipitando nel bacino artificiale sottostante, aveva dimensioni gigantesche. Una massa compatta di oltre 270 milioni di metri cubi di rocce e detriti furono trasportati a valle in un attimo, accompagnati da un'enorme boato. Tutta la costa del Toc, larga quasi tre chilometri, costituita da boschi, campi coltivati ed abitazioni, affondò nel bacino sottostante, provocando una gran scossa di terremoto. Il lago sembrò sparire, e al suo posto comparve una enorme nuvola bianca, una massa d'acqua dinamica alta più di 100 metri, contenente massi dal peso di diverse tonnellate. La forza d'urto della massa franata creò due ondate. La prima, a monte, fu spinta ad est verso il centro della vallata del Vajont che in quel punto si allarga. Questo consentì all'onda di abbassare il suo livello e di risparmiare, per pochi metri, l'abitato di Erto. Purtroppo spazzò via le frazioni più basse lungo le rive del lago, quali Frasègn, Le Spesse, Cristo, Pineda, Ceva, Prada, Marzana e San Martino.

La seconda ondata si riversò verso valle superando lo sbarramento artificiale, innalzandosi sopra di esso fino ad investire, ma senza grosse conseguenze, le case più basse del paese di Casso. Il collegamento viario eseguito sul coronamento della diga venne divelto, così come la palazzina di cemento, a due piani, della centrale di controllo ed il cantiere degli operai. L'ondata, forte di più di 50 milioni di metri cubi, scavalcò la diga precipitando a piombo nella vallata sottostante

La situazione geologico-geomorfologica della valle del Vajont rispettivamente (a) prima del catastrofico evento franoso e (b) successivamente al franamento. In questo ideale spaccato, orientato N-S, il versante meridionale oltre a presentare una stratificazione a franapoggio immergente verso il lago, mostra evidenti gli effetti di un antico scompaginamento che ne ha caoticizzato i livelli più superficiali per uno spessore di 200 m. Questi precedenti cedimenti (databili a parecchie centinaia di migliaia di anni fa) ebbero come base comune di scivolamento un livello marnoso, riattivatosi durante l'evento del 9 ottobre 1963 (modificato da Selli, Trevisan, Carloni, Mazzanti & Ciabatti,1964).

La stretta gola del Torrente Vajont e la diga, visti dal paese di Longarone.

Il versante opposto al Monte Toc con le case di Erto.

con una velocità impressionante. La stretta gola del Vajont la compresse ulteriormente, facendole acquisire maggior energia.

Allo sbocco della valle l'onda era alta 70 metri e produsse un vento sempre più intenso, che portava con sé, in leggera sospensione, una nuvola nebulizzata di goccioline. Tra un crescendo di rumori e sensazioni che diventavano certezze terribili, le persone si resero conto di ciò che stava per accadere, ma non poterono più scappare. Il greto del Piave fu raschiato dall'onda che si abbatté con inaudita violenza su Longarone. Case, chiese, porticati, alberghi, osterie, monumenti, statue, piazze e strade furono sommerse dall'acqua, che le sradicò fino alle fondamenta. Della stazione ferroviaria non rimasero che lunghi tratti di binari piegati come fuscelli. Quando l'onda perse il suo slancio andandosi ad infrangere contro la montagna, iniziò un lento riflusso verso valle: una azione non meno distruttiva, che scavò in senso opposto alla direzione di spinta.

Altre frazioni del circondario furono distrutte, totalmente o parzialmente: Rivalta, Pirago, Faè e Villanova nel comune di Longarone, Codissago nel comune di Castellavazzo. A Pirago restò miracolosamente in piedi solo il campanile della chiesa; la villa Malcolm venne spazzata via con le sue segherie. Il Piave, diventato una enorme massa d'acqua silenziosa, tornò al suo flusso normale solo dopo una decina di ore.

Alle prime luci dell'alba l'incubo, che aveva ossessionato da parecchi anni la gente del posto, divenne realtà. Gli occhi dei sopravvissuti poterono contemplare quanto l'imprevedibilità della natura, unita alla piccolezza umana, seppe produrre. La perdita di quasi duemila vittime stabilì un nefasto primato nella storia italiana e mondiale: si era consumata una tragedia tra le più grandi che l'umanità potrà mai ricordare".

Fin dal momento della costruzione della diga il versante sovrastante fu tenuto sotto controllo. Per questo motivo il famoso specialista austriaco in esplorazioni minerarie Leopold Müller fu consultato per valutare i problemi di stabilità della roccia. Tuttavia in questo primo studio le sue indagini non rivelarono la paleofrana che poi sarebbe stata vista come causa determinante. Dal Piaz ancora l'anno dopo non ritenne che fossero presenti rischi concreti di frane pericolose.

Solo nel 1959 il geologo Edoardo Semenza - figlio del capo progettista Carlo Semenza - scoprì in una ricognizione sul campo, la presenza nel versante sinistro, di evidenti pericoli derivanti da una fascia di miloniti non cementate, lunga circa 1 chilometro. Ciò lo indusse ad ipotizzare la presenza di una paleofrana. Nel frattempo, nel 1959 la diga era stata terminata e si era iniziato a riempire l'invaso. Tuttavia il 4 novembre 1960, con il livello del lago a 650 m.s.l., vi fu una frana di medie dimensioni (800.000 m^3) sul versante sinistro; dopo questo evento Müller studiò ancora il territorio e propose varie ipotesi per evitare la frana del versante.

Dietro volere di Carlo Semenza, un modello in scala 1:200 del bacino del Vajont fu approntato e testato presso l'Università di Padova ipotizzando l'eventualità di una frana con superfici di movimento di 30° e 40° e tempi di frana valutati fino al tempo di un minuto. Il totale fu considerato sufficiente per non dover temere né cedimenti della diga né svasi oltre la stessa da parte delle onde anomale generate, non più alte di una trentina di metri, corrispondenti a 40 milioni di m^3 nel peggiore dei casi. Ma nella realtà la frana fu di quasi 300 milioni di m^3 (circa 8 volte il valore massimo previsto) e si mosse a velocità tripla di quella prevista; tutto ciò produsse un'energia cinetica di quasi 100 volte superiore al massimo previsto, e il livello dell'onda superò i 200 m sul coronamento della diga. Nel frattempo furono impiantati dei piezometri e dei marcatori di terreno per visualizzare i movimenti della frana. Furono molto utili nello stabilire come procedere empiricamente per far diminuire il fenomeno franoso.

Dopo la frana vennero intensivamente studiate le cause e i provvedimenti da adoperare per evitare ulteriori casi simili a questo. Molti i lavori di studio completati. Tra questi, quelli di Müller, Trevisan, e Hendron-Patton del 1985. Questo ultimo studio ha fornito definitivamente la conferma della presenza di due distinti livelli acquiferi, quello superiore, che risentiva direttamente del livello del lago, e quello inferiore, dipendente dalle precipitazioni. Furono eseguiti nuovi sondaggi e si trovò che le argilliti della Fm. di Fonzaso corrispondevano alla superficie di rottura della frana. Fu quindi una concomitanza di diversi fattori a scatenare l'evento.

Bibliografia essenziale: Riva M., Besio M., Masetti D. Roccati F., Sapigni M. & Semenza E., 1990; Scortegagna U., 2008; Selli R., Trevisan L., Carloni G.C., Mazzanti R. & Ciabatti M., 1964; Semenza E., 2001.
Http://www.vajont.net; www.parcodolomitifriulane.it

Orme di dinosauro presso Casera Casavento

• **Casera Casavento (Cjasevent), Forcella Clautana,** Claut, Pordenone.
In Italia le orme di dinosauro sono relativamente infrequenti (fino al 1985 non ne era stata mai trovata una); le orme di dinosauri "teropodi" triassici di grandi dimensioni sono rare a livello mondiale. Presso Casera Casavento a Claut è presente una coppia di orme di dinosauro del Triassico superiore, una delle quali intera, ben conservata e lunga circa 35 centimetri.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** paleontologia, geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** agevole a piedi in quanto posto a qualche centinaio di metri dalla Casera Casavento; da Claut ci si porta in automobile, risalendo il Torrente Cellina, fino a Lesis e poi si prosegue a piedi per circa 5 km (la pista forestale è a transtito regolamentato).

DESCRIZIONE
A cura di Fabio Marco Dalla Vecchia

Il sito è rappresentato da un grande masso di dolomia chiara originata da fanghi carbonatici depositati in un ambiente di piana tidale. Sono evidenti le laminazioni irregolari derivate dalla litificazione di tappeti di cianobatteri (stromatoliti). Il masso si è staccato dalla sovrastante parete rocciosa costituita da dolomie chiare stratificate della Dolomia Principale e giace sul letto di un torrente, poche centinaia di metri a NE di Casera Cjasevent (Casavento in italiano). Il sito è stato scoperto casualmente da Giampaolo Borsetto nel 1994 ed è stato attrezzato per le visite dal Parco delle Dolomiti Friulane.

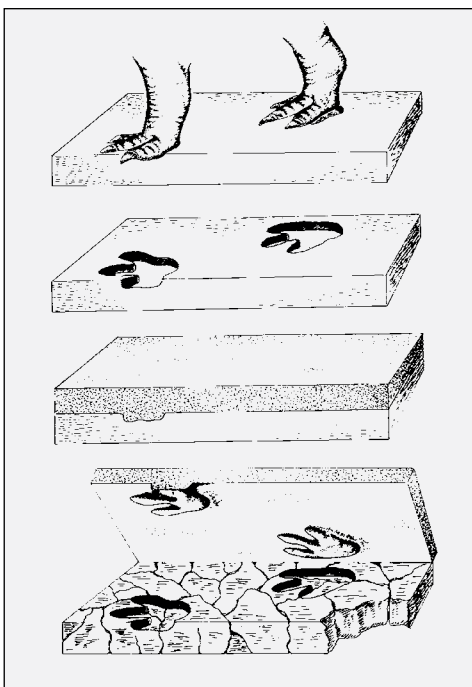
Sulla superficie del masso sono conservate una coppia di orme consecutive impresse su di un intervallo stromatolitico ed appartenenti ad una stessa pista. La prima impronta è completa, mentre la successiva manca della parte anteriore, perchè si trova sul margine del masso. L'orma è tridattila mesassonica (il dito centrale è più lungo degli altri), lunga 35 cm e larga 23 cm (il rapporto larghezza/lunghezza è 0.66). Il bordo formato dall'espulsione laterale del fango è particolarmente evidente soprattutto intorno alla metà posteriore dell'orma. Il dito III è decisamente più lungo delle dita II e IV e la sua punta sembra curvare a sinistra, Le dita sono relativamente sottili, non confluiscono in una grande impronta del "tallone", il dito IV si prolunga più caudalmente del dito II e presenta tre evidenti cuscinetti. La divaricazione totale (dita II-IV) è relativamente bassa (52°), il passo è 100 cm e le orme sono quasi allineate. Non vi è alcuna traccia della zampa anteriore, dunque la pista è stata prodotta da un animale bipede.

L'autore delle orme è probabilmente un dinosauro teropode (inteso in senso ampio, trattandosi di un dinosauro bipede triassico, dunque all'inizio della storia evolutiva di questi animali), quindi di un predatore. Era un'animale piuttosto grande: l'altezza all'anca può essere stimata in 140-180 cm. Considerando la falcata come approssimativamente il doppio del passo, si ha un

Il masso di Casera Casavento con le due orme di un grande dinosauro teropode sensu lato. *L'impronta al centro del masso, tridattila, è lunga 35 cm.*

L'impronta di teropode sensu latu *meglio conservata del masso principale dell'alto Rio Susaibes. È lunga 24 cm.*

La pista principale di dinosauro nel grande masso della Val Scandoler, prima della sua distruzione. Altri massi simili potrebbero essere identificati in futuro nelle Dolomiti Friulane.

Il masso del Ciol de la Frata (q. 1350 m) con orme di dinosauri bipedi di dimensioni medio-piccole.

Come si origina, si conserva e si fossilizza un'orma (da Thulborn, 1990).

rapporto falcata/altezza di 1.4-1.1, dunque l'autore delle orme stava camminando e la sua velocità istantanea può essere stimata in 6-4.5 km/ora.

Complessivamente, nelle Dolomiti Friulane sono noti una decina di massi con orme fossili di dinosauro e di altri tetrapodi terrestri, tutti provenienti dalla Dolomia Principale:

1. In Val Scandoler, comune di Cimolais, quota 1075 m ca. - Si tratta di un masso di enormi dimensioni (10x20 m) con una pista di 15 orme consecutive impressa da un dinosauro bipede e numerose altre impronte singole meno evidenti. Successivamente allo studio, il masso è andato distrutto per cause naturali.
2. Ciol de la Frata (Grave di Gere), comune di Claut - In questo canalone sono stati individuati due massi con impronte fossili. Il primo, a quota 1350 m, presenta due piste, almeno cinque impronte certe e una quindicina di depressioni corrispondenti probabilmente a orme; le impronte sono quasi tutte tridattili (una è tetradattile) e sono attribuibili a dinosauri bipedi di dimensioni medio-piccole. Il secondo, a quota 1697 m, conserva una pista di un grande animale quadrupede con un'altezza all'anca di 110 cm, probabilmente un dinosauro prosauropode o un arcosauro crurotarso.
3. Forcella delle Pregoiane, quota 1900 m circa, comune di Claut - Si tratta di un masso con una possibile pista lunga 2.20 m composta apparentemente da quattro impronte del *pes* e quattro della *manus* alternate. La loro identificazione non è mai stata confermata da uno studio diretto, ma è basata su di una foto.
4. Ciol del Tramontin (Val Cimoliana), comune di Cimolais - In questo canalone sono stai individuati due blocchi con orme fossili. Il primo (a quota 1240 m) presenta quattro impronte tridattili lunghe da 16 a 21 cm. Il secondo (a quota 1600 m ca.) presenta almeno un'orma tridattile lunga 15 cm. In entrambi i casi, le impronte sono attribuibili ad un dinosauro bipede, probabilmente un teropode, inteso in *sensu lato*.
5. Parte alta del Rio Susaibes, Monte Raut, pendio a nord del Zuccul de Zan Modest, comune di Andreis, quota 750 ca. - Sono presenti due blocchi con orme fossili che mostrano le parti speculari di una stessa superficie di strato. Il primo conserva tre orme tridattile allineate (in realtà si tratta del riempimento dell'orma) lunghe 24 cm e riferibili ad un dinosauro teropode *sensu lato* e un'impronta tetra o pentadattila di incerta attribuzione. Nel secondo sono visibili un'orma tridattila di un dinosauro teropode *sensu lato* e un'impronta tetradattila lunga solo 10 cm, riferibile probabilmente ad un arcosauro crurotarso, e forse parte di una pista quadrupede.
6. Fianco meridionale del Monte Caserine Basse, comune di Claut - È stato identificato un masso con orme tridattili probabilmente lasciate da dinosauri teropodi *sensu lato* di dimensioni medio-piccole, ma non ancora studiate.
7. Val Settimana, comune di Cimolais - Lungo la strada c'è un masso con una orma tridattile lunga circa 25 cm, probabilmente riferibile a un dinosauro teropode *sensu lato* e mai studiata.

Bibliografia essenziale: Carulli G. B., Cozzi A., Longo Salvador G., Pernarcic E., Podda F. & Ponton M., 2000; Dalla Vecchia F.M., 1997; 2002; 2006; 2008b; Dalla Vecchia F.M. & Mietto P., 1998; Thulborn A., 1990.

Terrazzi fluviali di Claut

• **Pinedo,** Claut, Pordenone.
Si tratta di una serie ben esposta di terrazzi. Fanno parte dell'articolato ed esteso apparato alluvionale che si sviluppa nella conca di Pinedo, dove confluiscono i torrenti Cimoliana, Settimana e Cellina.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** i terrazzi sono facilmente osservabili dall'area di parcheggio dell'insediamento sportivo posta alla confluenza tra il Torrente Settimana e Cellina.

DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol

I terrazzi sui quali sorge l'abitato di Claut fanno parte del più articolato apparato alluvionale che occupa la conca di Pinedo, tra Cimolais e Barcis con sviluppo di circa 5 km e ampiezza massima di 1 km circa, nella zona della confluenza tra il Torrente Cellina e i torrenti Cimoliana e Settimana. Tale apparato si estende a monte della strozzatura determinata dalla dorsale rocciosa Busa delle Roppe-Costa Meneghe, denominata Porto Pinedo. In questa zona sono presenti tre ordini di terrazzi (gradini) con altezza massima di 25-30 metri tra l'orlo sommitale e l'alveo attuale. Il diverso ordine indica fasi successive di approfondimento. Nell'Alta Val Cellina le alluvioni terrazzate sono frequenti ed estese, anche nelle valli laterali se ne rinviene almeno qualche lembo.

Riprendendo S. Zenari (1925) "[…] sotto a Claut l'alveo si spiana e si allarga ed incomincia ad alluvionarsi pel notevole contributo di detriti portatogli dal Torrente Chiadola. Si fa quindi ancora più largo e più fortemente sopralluvionato dopo la confluenza del Torrente Settimana. […] Nel loro insieme queste alluvioni terrazzate rappresentano un'unica enorme massa alluvionale che venne a ricolmare la fossa glaciale Claut-Cimolais, la quale fu certo la più a lungo e intensamente lavorata...".

Dalle alluvioni della conca (Porto Pinedo) si elevano di alcune decine di metri alcune collinette denominate Montiselle. Sono formate da Dolomia Principale (Triassico sup., Norico) cataclasata, mentre di fronte in riva destra del Torrente Cellina affiora il Flysch di Claut (Paleocene p.p.-Eocene medio). Qui ci si trova proprio in corrispondenza del passaggio della "Linea Pinedo-Avasinis", il cui piano di scorrimento è sepolto sotto le alluvioni terrazzate.

Bibliografia essenziale: Grandesso P., Stefani C. & Poli M.E., 2002c; Zenari S., 1925.

L'articolato sistema di terrazzi sul quale è posto l'abitato di Claut lungo il Torrente Cellina, in corrispondenza della confluenza con il Torrente Settimana.

Piramidi di terra presso le Sorgenti del Cellina

• **Stalle Parentonia,** Claut, Pordenone.
Unica testimonianza significativa nella Regione Friuli Venezia Giulia. Sono forme legate all'erosione di depositi morenici. A Fielis presso Arta Terme erano in passato presenti in gran numero. In conseguenza del terremoto del 1976 e delle alluvioni sono quasi scomparse.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, sedimentologia.
• **Accessibilità:** l'accesso è possibile con una deviazione "escursionistica" dalla strada che da Claut porta a Casera Casavento, lungo l'asse vallivo, in corrispondenza di Stalla Parentoria. Sono visibili dalla strada che da Lesis porta a Casera Casavento.

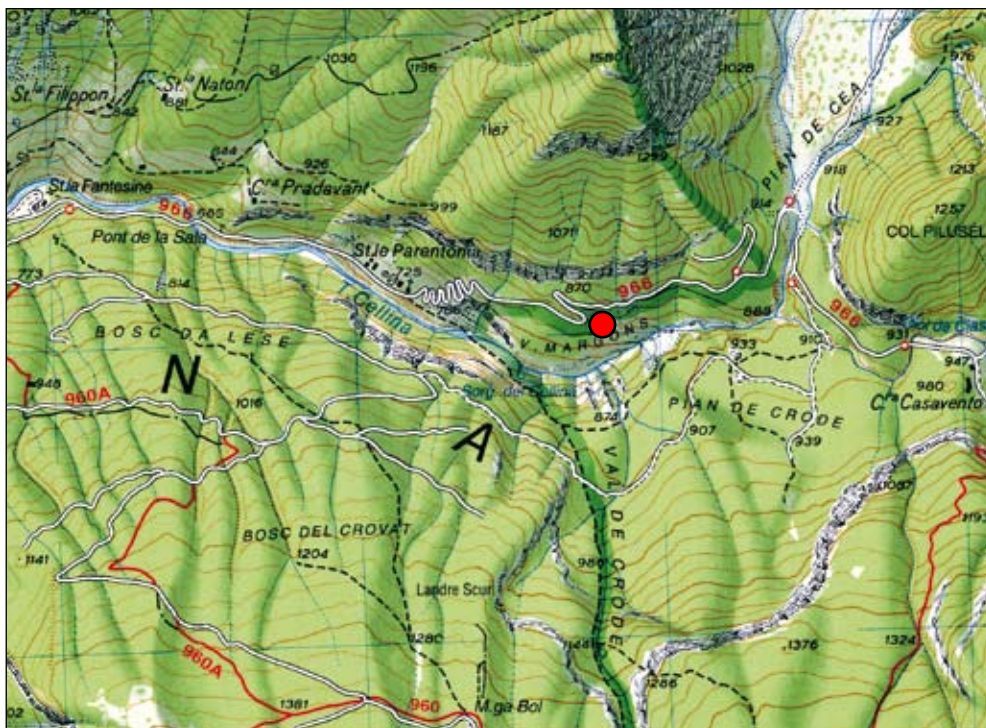
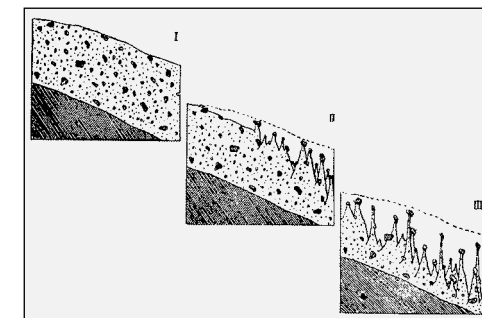
DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol

Il sito è posto lungo la Val Margons in prossimità delle sorgenti del Cellina. A monte del vasto corpo di frana posto alla confluenza della Val delle Crode, il fondovalle è caratterizzato da un deposito morenico che per l'erosione dalle acque ruscellanti presenta morfologie a "piramidi di terra" dall'aspetto tozzo. Presenti in maniera significativa fra Trentino e Alto Adige, sono piuttosto rare nelle altre regioni alpine.

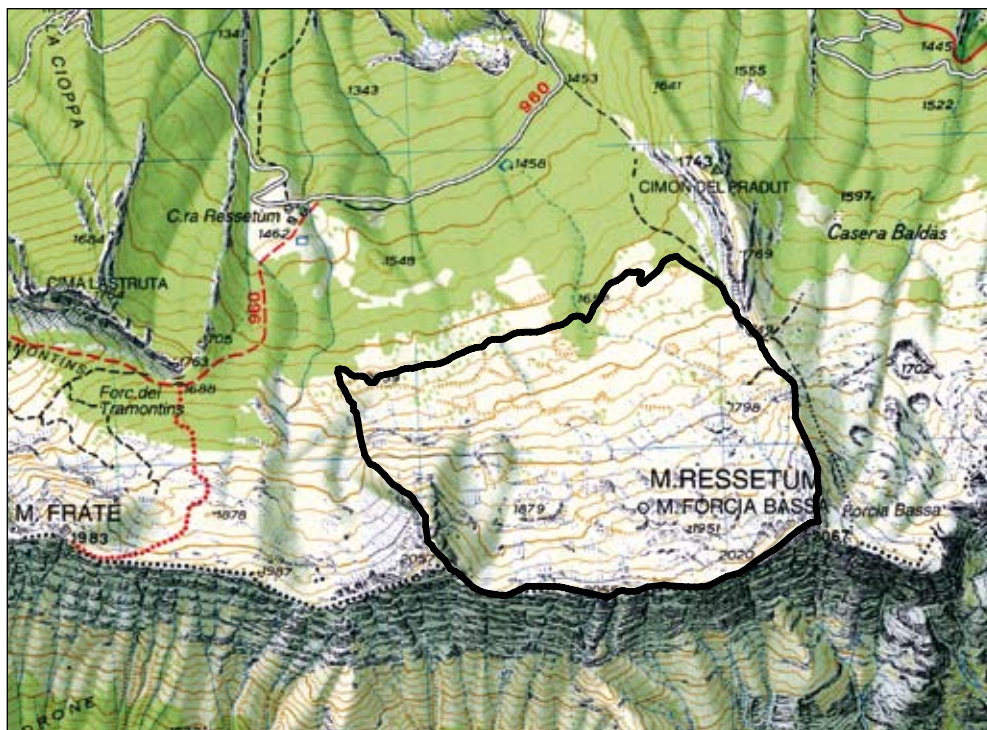
Le "piramidi di terra" sono l'effetto dell'azione dilavante delle acque su una coltre priva di copertura vegetale, di materiale morenico eterogeneo che include anche volumi rocciosi di dimensioni ragguardevoli. Tali massi costituiscono i vertici delle piramidi, una sorta di cappello protettore all'azione delle acque zenitali. In una prima fase i massi ostacolano il deflusso in superficie delle acque favorendo la creazione di un reticolo che aggira i massi stessi. L'erosione dei rivoli d'acqua corrente e delle acque meteoriche più o meno incanalate agisce progressivamente approfondendo i solchi nella morena a formare pilastri e successivamente piramidi, che rimangono tali fino a quando il procedere dell'erosione incanalata determina il crollo del masso sommitale. La rarità del fenomeno fa presupporre che debbano verificarsi una serie di situazioni concomitanti difficili da riscontrarsi. Il deposito morenico infatti, oltre ad avere morfologia favorevole (pendenza), deve presentare: spessore elevato, coerenza adeguata tale da non opporre eccessiva resistenza, ma allo stesso tempo non essere troppo facilmente disgregabile; presenza di massi vicini con deboli dislivelli tra loro in modo che l'acqua possa scavare il suo primo reticolo; base dei massi orizzontale per consentire una più lunga stabilità.

I fenomeni delle "piramidi di terra" sono in continua evoluzione, poiché l'erosione tende a distruggere quelle esistenti a valle e qualora la situazione locale lo consenta a formarne di nuove a monte. L'evoluzione morfologica può avvenire in tempi molto diversi: sono infatti noti casi di piramidi di terra rimaste pressoché immutate a memoria d'uomo e altri che nel corso di pochi decenni hanno subito radicali cambiamenti.

Nel quadro evolutivo va sottolineata, inoltre, la grande importanza che di volta in volta possono assumere violenti terremoti, eventi meteoclimatici eccezionali, frane e valanghe determinando modificazioni repentine nelle "piramidi di terra".

Bibliografia essenziale: Gortani M., 1906b; Martinis B., 1979; Parisi B., 1976; Scortegagna U. & Zanetti M., 1996; Venturini C., 2003a.

Morfologie a "piramidi di terra" in un deposito morenico in Val Margons.

Schema sulla genesi delle "piramidi di terra", per erosione di depositi morenici (da Parisi, 1976).

Carsismo del Monte Resettum

• **Pradut,** Claut, Pordenone.
L'area, compresa all'incirca tra quota 1650 m e la linea di cresta, lungo il versante settentrionale della catena dei monti Fratte e Resettum, massiccia dorsale prossima ma esterna al perimetro del Parco delle Dolomiti Friulane, ospita il più interessante sistema di fenomeni carsici di tutta l'area delle Prealpi Carniche. Da questo punto di vista nel Friuli occidentale il carsismo del Monte Resettum è secondo solo a quello del'Altopiano del Cansiglio-Cavallo.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, carsismo.
• **Accessibilità:** l'area è raggiungibile lungo una strada forestale che parte da Lesis. Arrivati alla Casera Pradut si può ammirare un suggestivo panorama sulla Val Cellina e Claut. Per raggiungere la cima del Monte Resettum si prosegue per qualche centinaio di metri lungo la strada che porta a Casera Resettum e poi si devia presso un ometto sulla sinistra. Si sale quindi per un sentiero, poco frequentato con rari segnavia rossi e ometti, fino alla Forcja Bassa (1749 m). Mantenendo la destra, ci si dirige verso la cresta alla quota di circa 2000 metri.

DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol e Barbara Grillo

L'area occupa le pendici settentrionali della dorsale Monte Fratte-Monte Resettum è caratterizzata da un assetto strutturale a monoclinale con stratificazione in genere orientata E-W immergente a Nord. L'inclinazione degli strati, in genere moderata, determina la classica morfologia a franapoggio con una gradonata poco inclinata di piani di strato interrotti da fratture ortogonali.

I fenomeni carsici si sviluppano nell'ambito della Fm. dei Calcari del Vajont (Giurassico medio), costituita da calcari oolitico-bioclastici in banchi gradati, di potenza compresa tra 0,30 e 2 m con laminazioni piano-parallele alternati a calcari micritici a microfaune pelagiche e rostri di belemniti con rari noduli di selce.

Tra le forme carsiche superficiali, sviluppate principalmente lungo le superfici di strato, sono diffusi i karren e i crepacci carsici a formare estesi campi solcati e diverse doline subcircolari di dimensioni modeste (diametro massimo 30 m). Nella zona a oriente del Monte Resettum le doline si presentano con forma irregolare e allineate con campi solcati in cui i crepacci sono numerosi e profondi.

Il carsismo ipogeo del Massiccio del Monte Fratte-Monte Resettum è rappresentato soprattutto da due cavità particolarmente significative esterne al perimetro del geosito: il Fontanin del Fratte (3896/2176 FR) ed il Landri Scur di Claut (127/125 FR). Entrambe si aprono con ampi portali, dai quali fuoriesce un torrente in occasione di precipitazioni intense.

La prima è visibile anche dal fondovalle a Lesis-Claut e si apre a 1000 m circa nel versante settentrionale del Monte Fratte, mentre la seconda, nota anche con il nome di Grotta nel Bosco di Lesis, si apre a quota 1150 m sul versante settentrionale del Monte Resettum.

Il Fontanin del Fratte consiste in una unica galleria attiva in salita per un dislivello di 396 m ed uno sviluppo di 1012 m.

Il paesaggio nel versante settentrionale del Monte Resettum è modellato da tipiche morfologie carsiche quali scannellature, solchi, crepacci, fori di dissoluzione e blocchi caotici.

Versante settentrionale del Monte Resettum: l'ingresso di un abisso, scavato nelle bancate calcaree della Fm. dei Calcari del Vajont di età giurassica media.

Il Monte Fratte-Resettum visto da Sud si eleva sulla Valcellina come un muro roccioso: è evidente la stratificazione dei calcari giurassici.

L'enorme portale d'ingresso del Landri Scur, sistema carsico che si sviluppa per oltre 4 km.

Il Landri Scur di Claut è una cavità ad andamento prevalentemente orizzontale con uno sviluppo di 4,3 km. In alcune cavità minori dell'area, visitabili come le altre solo con le tecniche speleologiche, è possibile ammirare sulle pareti stupendi esemplari di ammoniti.

Bibliografia essenziale: Carulli G. B., Cozzi A., Longo Salvador G., Pernarcic E., Podda F. & Ponton M., 2000; Scortegagna U. & Zanetti M., 2008.

Linea Barcis-Staro Selo: gola del Torrente Susaibes

• **Torrente Susaibes,** Andreis, Pordenone.
Nella gola del Torrente Susaibes e il versante occidentale del Monte Toc (una piccola cima a Sud del Monte Raut), sono esposti gli effetti geologici e geomorfologici legati alla presenza di un'importante lineamento tettonico denominato Linea Barcis-Staro Selo.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia strutturale, idrogeologia.
• **Accessibilità:** la gola del Torrente Susaibes è attraversata da un percorso escursionistico del "Parco Naturale Dolomiti Friulane" denominato Anello del Monte Cjavac.

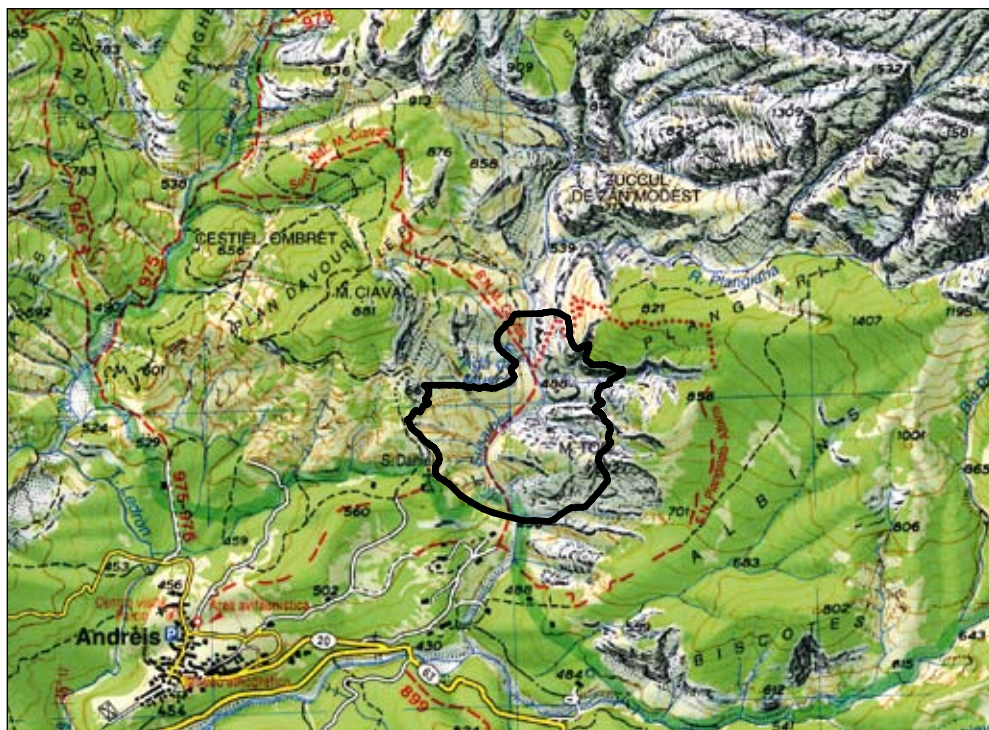
DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol, Billy Figus e Furio Finocchiaro

Risalendo la Val Susaibes (affluente del Torrente Alba, circa 1 km a NE di Andreis) il sito appare improvvisamente, con una brusca variazione nella percezione del paesaggio. Le manifestazioni più evidenti degli effetti delle deformazioni si riscontrano lungo una fascia ampia circa 300 metri, a cavallo della II briglia presente sull'alveo del torrente.

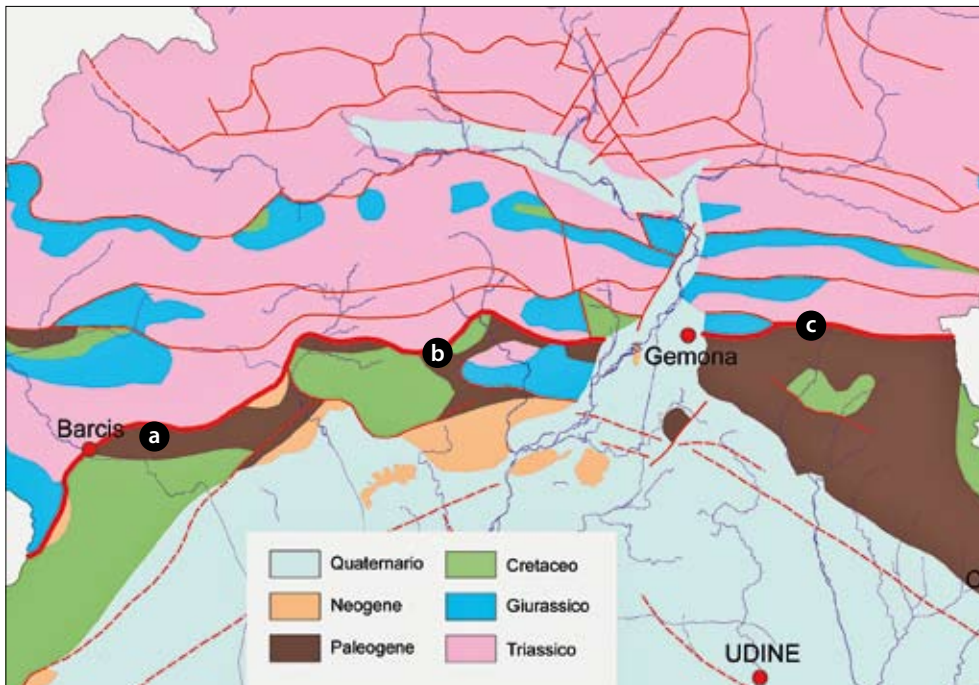
La Linea Barcis-Staro Selo, orientata grossomodo lungo la direttrice E-W (v. geositi Cataclasiti presso le sorgenti della Santissima Trinità e Monti Dagn e Cenon: Linea Barcis-Staro Selo), rientra nella fase deformativa Neoalpina, sviluppatasi a partire dall'Oligocene sup. fino al Pliocene e anche al Quaternario.

Si tratta dello scorrimento più esterno tra quelli che si sviluppano nella zona centrale del Friuli e determina l'accavallamento della Dolomia Principale (Norico) sulle torbiditi eoceniche e, in parte, sulle molasse mioceniche molto più recenti. Lungo la Val Susaibes, impostatasi in corrispondenza di una dislocazione trasversale alla Linea Barcis-Staro Selo, le scaglie tettoniche, costituite da Dolomia Principale, si affastellano le une sulle altre con trasporto verso Sud, formando così una complessa antiforme frontale.

Gli strati dolomitici si presentano verticalizzati, con diffusi ed evidenti specchi di faglia. L'enorme pressione sviluppata e l'elevato attrito hanno determinato la cataclasi delle dolomie in diverse fasce disposte lungo allineamenti trasversali alla valle.

Lungo i versanti prospicienti la gola si nota inoltre la diffusa presenza di aree soggette ad erosione accelerata. Tutto ciò determina una notevole produzione di detrito ghiaioso, anche grossolano, che si accumula nell'alveo e la locale morfologia a "calanchi" dei fianchi. A causa dell'elevato grado di frammentazione delle rocce e della continuità dei processi stessi, inoltre, i versanti risultano privi di vegetazione arboreo-arbustiva.

Le bancate di dolomie verticalizzate, appartenenti alla Fm. della Dolomia Principale del Triassico sup., allo sbocco della gola del Torrente Susaibes.

Effetti deformativi nella compagine rocciosa con verticalizzazione degli strati ed estese fasce cataclasitiche.

Fascia cataclastica lungo l'alveo del torrente.

L'andamento della Linea Barcis Staro Selo ed i geositi che vengono proposti per la sua osservazione (a: Gola del Torrente Susaibes; b: Monti Dagn e Cecon, a pag. 199; c: Sorgenti della Santissima Trinità, a pag. 246).

I toponimi che indicano siti in sinistra idrografica del torrente sono significativi dell'elevata instabilità dei versanti: si distinguono Plangiaria ("piano della ghiaia"), Gravons (ghiaioni) e Monte Toc ("monte marcio").

Lungo il torrente si osserva anche una vistosa piega a ginocchio che determina la giacitura verticale degli strati mentre, circa 500 metri a Nord della II briglia sul torrente sgorga copiosa, qualche metro al disopra dell'alveo, una sorgente chiamata "Aga dal Muscle" (acqua del muschio). Immediatamente a valle della stessa affiora un livello di dolomia scura bituminosa, con piano di discontinuità conforme alla dislocazione sviluppata lungo l'asta superiore del Torrente Susaibes.

La sorgente, localizzata alla base di un'ampia falda detritica, è senz'altro da collegarsi ai livelli bituminosi disposti trasversalmente alla direzione di ipotetico deflusso sotterraneo dell'acqua. La genesi delle sorgenti, infatti, può dipendere dalla presenza di un ostacolo creato da corpi meno permeabili, in questo caso rappresentati dai livelli di dolomie bituminose e/o dai loro prodotti di alterazione.

Bibliografia essenziale: Broili L., 1989; Carulli G.B., 2006; Fabbro P., Tondolo M & Toniutti M., 1994; Grandesso P., Stefani C. & Poli M.E., 2002c; Scortegagna U. & Zanetti M., 1996.

La forra del Torrente Alba (Prealpi Carniche).

Forra dei Torrenti Molassa ed Alba

• **Ponte Molassa,** Montereale Valcellina, Andreis e Barcis, Pordenone.
Con questa denominazione viene indicato il tratto terminale dei corsi dei torrenti Molassa e Alba prima della loro immissione nel Torrente Cellina. L'evoluzione del reticolo idrografico, con l'approfondimento del corso del Torrente Cellina, ha richiamato a sua volta i suoi tributari di sinistra costringendoli ad incidere profondamente le rocce calcaree. Ciò ha determinato in un tratto relativamente breve singolari peculiarità morfologiche.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia.
• **Accessibilità:** una strada asfaltata sovrasta la Forra dell'Alba; l'accesso in automobile è consentito fino alla confluenza con il Torrente Molassa. La prosecuzione, a piedi o in bicicletta, è regolamentata e subordinata alla verifica della sicurezza lungo le ripide pareti rocciose sovrastanti la strada.

DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol

Le forre dei Torrenti Molassa e Alba confluiscono in prossimità dell'osteria della Molassa. Il tratto all'interno del perimetro della Riserva (circa 700 metri a monte dello sbocco nel Cellina) è quello dove più marcata si manifesta l'azione di erosione fluviale.

Le due gole si approfondiscono nei livelli del Calcare di Monte Cavallo e dei Calcari di Andreis del Creatceo sup.-Paleocene. I calcari della Fm. di Monte Cavallo sono di colore grigio o grigio-nocciola e presentano stratificazione massiccia (in banchi metrici o plurimetrici) o indistinta con abbondante frazione fossilifera, ricca soprattutto di Rudiste. I Calcari di Andreis sono di colore bianco e grigio nocciola e presentano una stratificazione netta con spessore degli strati da 20 a 40 cm. Alla base si rinvengono brecce con clasti eterometrici per uno spessore di 6 m. Questo livello basale è caratterizzato da faune cretaciche ridepositate. Sono ben esposte nei pressi dell'osteria del Ponte Molassa.

Morfologie erosive nel tratto terminale dell'alveo del Torrente Alba.

Il Torrente Molassa trae origine dalle pendici del Monte Resettum e si sviluppa per circa 8 km con direzione N-S; il tratto inciso nella forra è quello terminale e presenta uno sviluppo di poco più di 700 m. Il Torrente Alba nasce dalla Forcella di Pala Barzana e attraversa la conca di Andreis con andamento E-W prima di confluire nel Molassa attraverso una strettissima gola.

Riguardo la peculiarità delle morfologie fluviali nelle forre è significativa la descrizione che S. Zenari propone nel 1925: "…finché giunge a ridosso della catena cretacea, nella quale si addentra trasformandosi in una forra strettissima, tanto che le accentuate asperità delle opposte pareti, dovute alla sovrapposizione e fusione di numerose marmitte torrenziali, in certi punti sembrano quasi toccarsi. Entro quest'orrida gola il T. Molassa riceve il contributo del T. Alba, suo affluente di sinistra, che lo fa deviare bruscamente verso SW, poco prima della confluenza colla valle principale, pure assai angusta.".

Il dislivello dalla brusca variazione di pendenza nel versante in riva sinistra è di quasi 200 metri, mentre è di diverse decine di metri dalla strada che taglia nella parte bassa la gola. In fondo alla forra le larghezze talvolta sono di pochi metri.

Le pareti delle strettissime forre del Torrente Molassa e Alba in talune situazioni corrispondono a piani di frattura verticali completamente levigati dall'azione erosiva fluviale. Si riconoscono numerose ed evidenti marmitte d'erosione, distribuite a quote differenti stanti ad indicare l'evoluzione del reticolo idrografico con il progressivo abbassamento della quota di base (confluenza con il Cellina). A tale riguardo sono presenti anche altre testimonianze di un'antica idrografia lungo la fascia tra Barcis e Andreis. Sono riconoscibili paleoalvei sospesi e depositi alluvionali a quote più elevate rispetto al livello dell'attuale corso d'acqua.

Bibliografia essenziale: Cossutta A., Mian E., Toniello V., Riva A. Carpené B., Stoch F. & Governatori G., 2007; Parco Naturale delle Dolomiti Friulane, 2008; Zenari S., 1925.

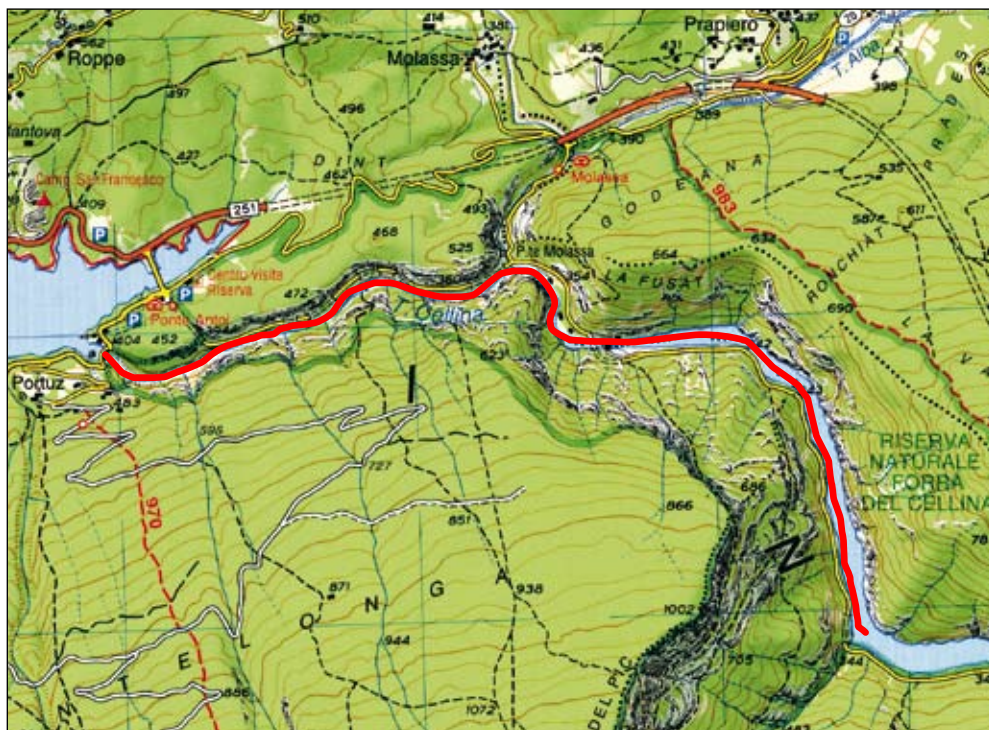
Forra del Torrente Cellina

• **Torrente Cellina,** Barcis e Montereale Valcellina, Pordenone.
Il tratto di Val Cellina indicato, rientrante nella omonima Riserva Naturale Regionale, si presenta come una forra, la maggiore della Regione e senz'altro una delle più spettacolari d'Italia con pareti verticali e imponenti fenomeni d'erosione fluviale. Con i corsi tributari Molassa e Alba forma un articolato sistema di canyon. Quale splendido esempio di forra fluviale è proposto anche nell'"Atlante dei tipi geografici".
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geologia stratigrafica, idrogeologia, carsismo.
• **Accessibilità:** l'accesso alla forra, a piedi o in bicicletta lungo la vecchia strada Barcis-Montereale, è regolamentato ed è consentito nella stagione estiva solo previa verifica delle condizioni geostatiche lungo le pareti sovrastanti da parte dell'Ente Gestore dell'arteria.

DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol

Il Torrente Cellina nel tratto a valle della conca di Barcis assume le caratteristiche di una forra incisa tra il Monte Fara ad Est ed il Montelonga ad Ovest. Fino alla località Siviledo, poco a valle del limite meridionale della Riserva, ha uno sviluppo di circa 4 km.

Il corso d'acqua sgorga dal Monte Gialina (Claut) e, dopo aver ricevuto i tributi di numerosi affluenti (il Settimana ed il Cimoliana sono i più rilevanti), raggiunge il lago di Barcis (o lago Aprilis), bacino artificiale formatosi a seguito della costruzione della diga di Ponte Antoi realizzata dalla SADE negli anni '50. A valle dell'invaso la gola si approfondisce rapidamente fino formare una splendida forra. Recentemente in corrispondenza dello sbocco del torrente nella pedemontana, presso Montereale, è stato completato lo sbarramento di Ravedis, il cui massimo invaso (condizioni meteoclimatiche eccezionali) potrà far risalire le acque nella forra, fino a interessare in parte anche la Riserva Naturale.

Le quote in alveo si aggirano attorno 330 m, mentre i versanti precipitano con dislivelli che talora superano i 500 metri. Le pendenze medie sono di 45-50° e frequenti sono le pareti verticali, alte parecchie decine di metri. La profonda incisione solca l'anticlinale del Monte Fara. I terreni più antichi sono i Calcari del Cellina (Giurassico sup.-Cretacico inf.) e occupano il nucleo della piega nella zona meridionale della Riserva. Si tratta di una formazione costituita, nella porzione basale da calcari porcellanacei grigio-nocciola con scarsi macrofossili, ben stratificati, a potenza pluridecimetrica. Verso l'alto si rinvengono frequenti strutture di emersione talora con brecce e argille residuali. I sovrastanti Calcari di Monte Cavallo (Createceo sup.) sono di colore grigio o grigio-nocciola, presentano stratificazione massiccia (in banchi metrici o plurimetrici) o indistinta. con abbondante frazione fossilifera ricca soprattutto di "Rudiste". I litotipi delle due formazioni presentano un comportamento sostanzialmente omogeneo rispetto all'azione

Erosione nelle pareti calcaree e occasionali depositi sciolti nel letto del torrente nella parte centrale della Riserva Naturale della Forra del Cellina.

L'erosione torrentizia nelle rocce calcaree.

Panoramica della Valcellina. In evidenza la stratificazione dei calcari giurassico-cretacici.

erosiva delle acque. L'incisione si è sviluppata, infatti, lungo linee di minor resistenza legate a fratture e/o faglie. Ciò ha determinato alcune marcate variazioni di direzione nell'asse vallivo.

Nel primo tratto, da Ponte Antoi alla confluenza con il Torrente Molassa, la forra è impostata lungo un sistema di fratture parallele all'asse della piega del Monte Fara, con direzione ENE-WSW. Tra la confluenza e la vecchia diga la direzione cambia bruscamente passando a NNW-SSE, in presenza di una serie di faglie trascorrenti che ne condiziona la morfologia. A valle l'orientamento della forra assume direzione E-W parallela alla stratificazione. Nella zona del sistema sorgentifero "Medata" una faglia N-S determina un'ulteriore variazione nella direzione dell'asta, che non muta fino a Siviledo.

Le fratture e le faglie, quasi sempre verticali, hanno condizionato i fenomeni erosivi negli ammassi rocciosi e quindi lo sviluppo del reticolo idrografico. Poco a settentrione della Riserva passa la linea tettonica d'interesse regionale Barcis-Staro Selo, già noto come "Sovrascorrimento Periadriatico": è la più esterna dell'insieme degli scorrimenti che si sviluppano nella zona centrale del Friuli; accavalla la Dolomia Principale (Norico) sulle torbiditi eoceniche del Flysch ed in parte sulle molasse mioceniche molto più recenti.

Sicuramente la fase deformativa neoalpina, sviluppatasi a partire dall'Oligocene sup. fino al Pliocene, ma anche al Quaternario, unitamente agli effetti delle diverse fasi glaciali, ha determinato nel tempo profondi cambiamenti nel reticolo idrografico di questo tratto del Cellina.

È probabile che un antico corso del torrente avesse direzione E-W da Barcis verso Pala Barzana. A tale riguardo sono riconoscibili paleoalvei sospesi e depositi alluvionali a quote più elevate rispetto al livello dell'attuale corso del Torrente Alba. In seguito al perdurare delle spinte orogenetiche che portano ad un relativo sollevamento della zona si ha la progressiva migrazione del Cellina verso SW. Infine, il corso d'acqua si incanala nei calcari verso la pianura lungo il sistema di fratture aventi direzione NW-SE, con il rapido approfondimento della sua forra e di quelle dei suoi tributari Alba e Molassa.

Lungo le pareti e nell'alveo della Forra del Cellina si riscontrano evidenze morfologiche, spesso eclatanti, dell'azione erosiva delle acque. Va rilevata la notevole profondità della valle rispetto alla larghezza e la specificità dell'orientazione dell'asse vallivo con la successione di tratti rettilinei a direzione differente. Soprattutto al di sotto della strada, ma talvolta anche a quote superiori (morfologie di antiche erosioni), si osservano marmitte d'erosione, sottoescavazioni, massi e piani di frattura levigati, ecc.

L'area della Riserva Naturale attraversata dalla forra è interessata in massima parte dalla presenza di rocce calcaree, soggette al fenomeno carsico. Nell'area il fenomeno si manifesta diffusamente sia in superficie che nel sottosuolo, anche se non è paragonabile, come entità e specificità delle fenomenologie, con le aree carsiche più note del Friuli Venezia Giulia (Carso, Canin, Cansiglio).

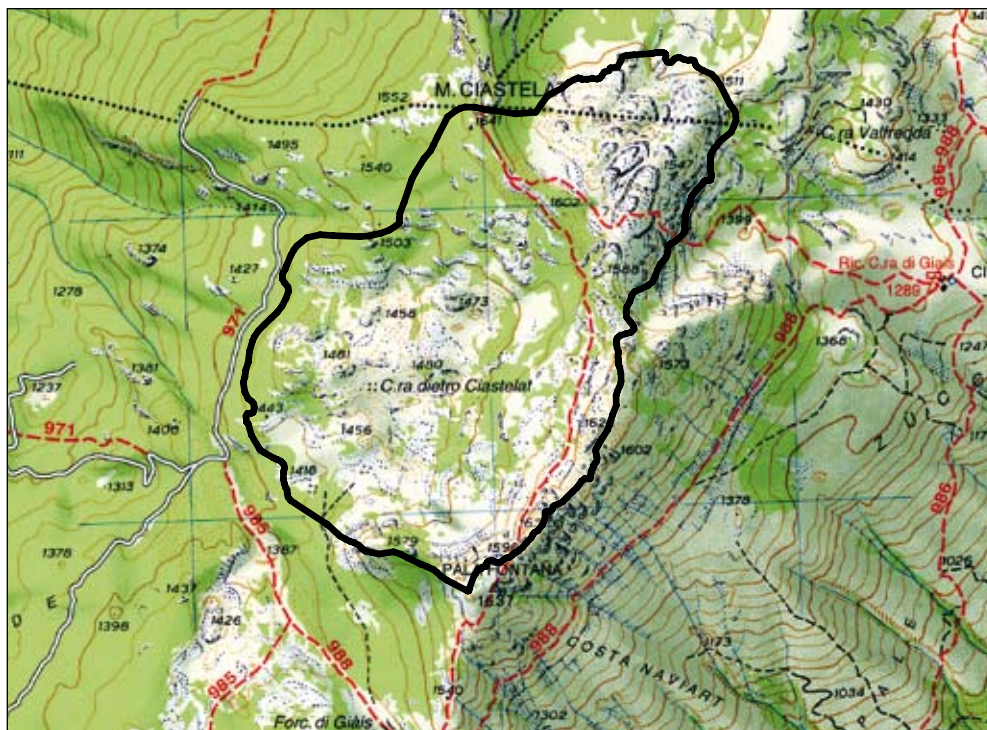
Per quanto riguarda il carsismo superficiale vanno segnalate, come rappresentative, le aree del Monte Cameroni e delle Crode del Pic in destra orografica del Cellina. Sono presenti peculiari esempi di "carso a blocchi" con karren e vaschette lungo le superfici di strato. Altre forme carsiche di superficie si manifestano con forme di dissoluzione lungo le pareti calcaree, soprattutto in quota, in quanto nella parte inferiore della gola l'azione dinamica dell'erosione fluviale è decisamente predominante. Tra i fenomeni ipogei quello di maggior importanza è senz'altro il complesso di cavità denominato "Grotta della Vecchia Diga", esplorato per oltre 1,5 km.

Viste le caratteristiche geomorfologiche con la presenza di versanti decisamente acclivi, spesso con pareti verticali e l'assetto geostrutturale e idrografico della valle, i fenomeni gravitativi risultano aver un'incidenza non trascurabile nella configurazione della forra stessa.

Dissesti con crolli e distacchi parietali, assieme a mobilizzazioni di materiale detritico lungo i ripidi canaloni trasversali, non possono essere considerati fenomeni eccezionali, in quanto costituiscono uno degli elementi della naturale evoluzione dei ripidi versanti. Parte dei volumi rocciosi franati in alveo, in occasione delle piene viene preso in carico dal torrente aumentando sensibilmente in tal modo la capacità erosiva dello stesso con formazione delle tipiche marmitte d'erosione, alcune delle quali ospitano ancora il masso levigato che ha determinato la loro escavazione. Un notevole esempio di antica frana di crollo è dato dall'enorme blocco roccioso situato sul greto del torrente, poco a monte della confluenza con il Molassa. Il blocco ciclopico incastrato su uno sperone roccioso, che delimita un paleoalveo, forma lungo l'alveo in riva sinistra un antro denominato "Gleseata".

Bibliografia essenziale: Cossutta A., Mian E., Toniello V., Riva A. Carpenè B., Stoch F. & Governatori G., 2007; IGM Italia, 2004; Parco Naturale Dolomiti Friulane, 2008b.

Carsismo del Monte Cjastelat e Pala Fontana

• **Piancavallo,** Aviano e Montereale Valcellina, Pordenone.
L'area tra il Monte Cjastelat e Pala Fontana (Piancavallo) fa parte del Massiccio del Cansiglio-Cavallo che presenta fenomeni carsici molto caratteristici, diversi e in un certo senso complementari a quelli delle altre zone carsiche del Friuli Venezia Giulia. Questo geosito è in particolare caratterizzato dalla diffusa presenza di interessanti forme carsiche epigee e da alcuni circhi glaciali.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, carsismo.
• **Accessibilità:** è facilmente raggiungibile in un paio d'ore di cammino a partire da Casera Pian delle More lungo il sentiero CAI n. 971-988.

DESCRIZIONE

A cura di Furio Finocchiaro e Billy Figus

Il gruppo del Cansiglio-Cavallo è prevalentemente costituito dalla Fm. del Calcare di Monte Cavallo (Cretacico sup.). L'abbondante piovosità annua e le caratteristiche dei calcari (alto tenore in carbonato di calcio, potenza della stratificazione, giacitura in genere poco inclinata, presenza di famiglie di fratture persistenti) li rendono ben carsificabili, con spettacolari morfologie.

I versanti sud-orientali del Monte Cjastelat sono raggiungibili con un paio d'ore di facile cammino da Casera Pian delle More. Dal punto di vista morfologico il versante occidentale del Cjastelat-Pala Fontana si presenta come un ampio circo glaciale, orientato verso la valle del Torrente Caltea. Sono qui presenti numerose e interessanti forme carsiche epigee. In particolare, presso i ruderi di Casera dietro Cjastelat, vi sono campi solcati con profondi e larghi crepacci che separano blocchi a bordi arrotondati.

Ancora più ricca è la zona qualche centinaio di metri a Est della cima, dove è presente una vasta gamma di piccole forme carsiche: crepacci, karren piatti, tavolati carsici, morfologie a fungo, solchi carsici. Molto frequenti le doline circolari, a imbuto profondo talora quasi passanti a pozzo.

Bibliografia essenziale: Piccin M., 1979; Piccin M. & Toniello V., 1979.

Plateau calcareo con crepacci e karren nel versante meridionale del Monte Cjastelat.

Campi solcati sul versante nordorientale del Monte Cjastelat: le litologie interessate dal fenomeno carsico sono quelle della Fm. del Calcare del Monte Cavallo.

Valli glaciocarsiche di Col delle Lastre

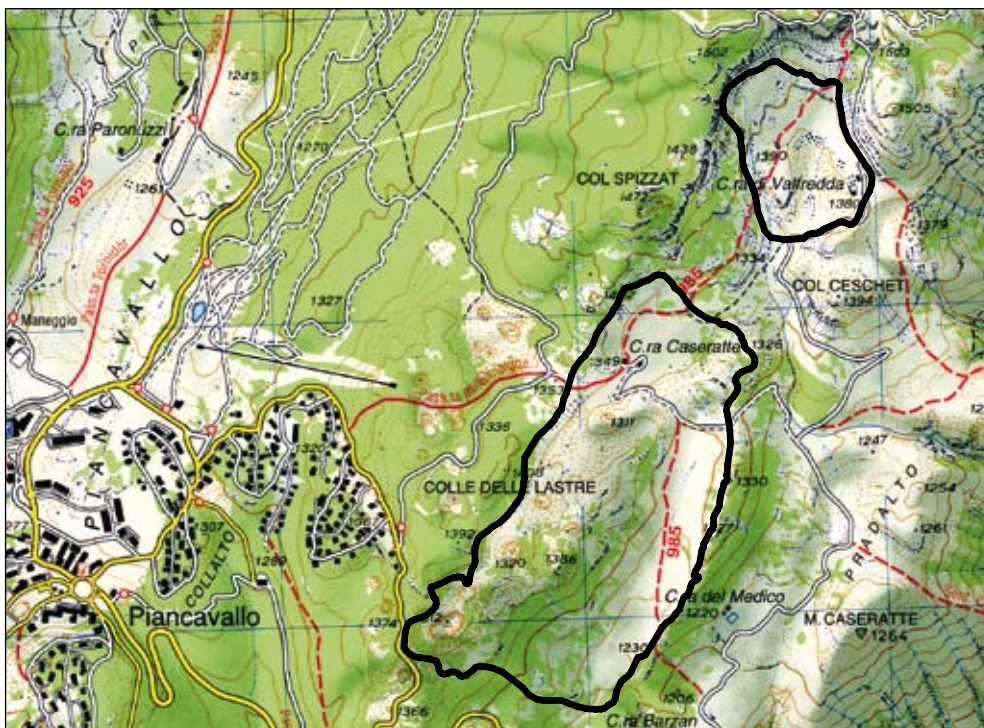
• **Piancavallo,** Aviano, Pordenone.
L'area del Col delle Lastre e del Col Ceschet (Piancavallo) fa parte del Massiccio del Cansiglio-Cavallo che presenta fenomeni carsici molto caratteristici, diversi e in un certo senso complementari a quelli delle altre zone carsiche del Friuli Venezia Giulia. Questo geosito è in particolare caratterizzato dalla diffusa presenza di doline, allineamenti di doline, valli carsiche e circhi glaciali.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, carsismo.
• **Accessibilità:** è facilmente raggiungile a piedi seguendo, da Piancavallo, il sentiero CAI n. 985.

DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro

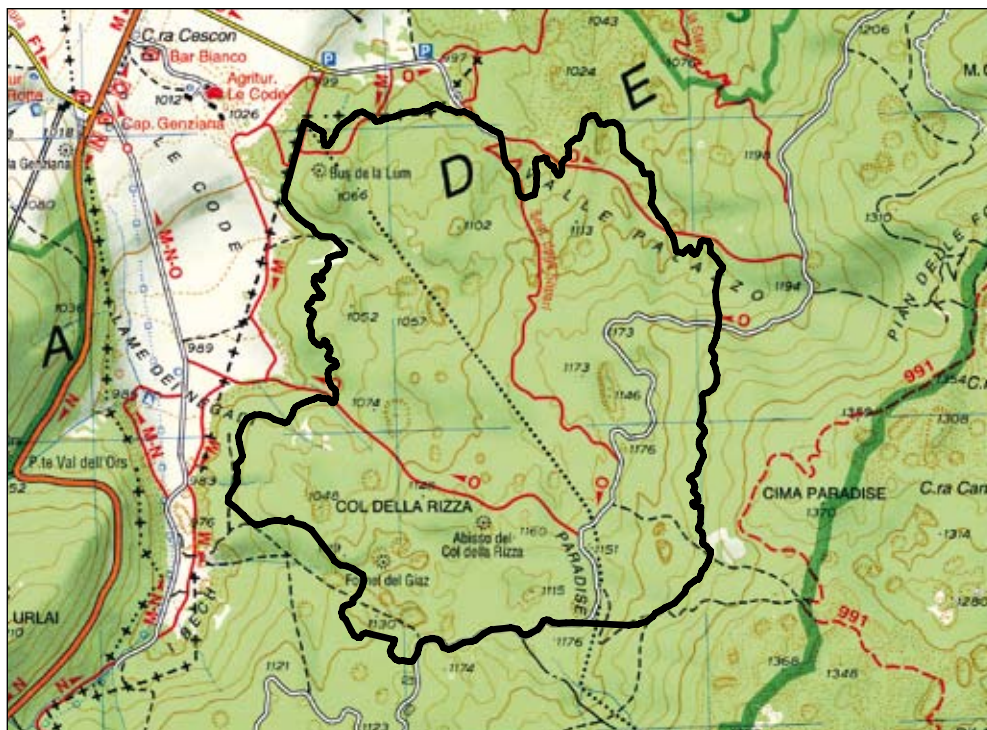
Il settore orientale del Piancavallo tra Col delle Lastre e Col Spizzat, in particolare a quote tra 1250 e 1350 m, è caratterizzato dalla presenza di una valle carsica, allungata parallelamente all'orlo dell'altopiano, ampia un centinaio di metri, per una lunghezza complessiva di 500-600 m, lungo il cui asse si aprono numerose piccole doline. Al fondo di alcune di queste è visibile il punto di assorbimento delle acque, in molti altri casi il fondo è ricoperto da detrito. Casera Caseratte è il miglior punto di osservazione di queste morfologie.

Presso Casera Valfredda, immediatamente a settentrione di Col Ceschet, è invece possibile ammirare un circo glaciale con forme di corrosione carsica superficiale. Rappresenta un bel esempio di conca glaciocarsica, in cui la forma ad anfiteatro con asse maggiore di 700-800 m e asse minore di 400-500 m, è ereditata dal processo morfogenetico glaciale, mentre l'evoluzione attuale è condizionata dai fenomeni carsici. Sul fondo della conca si aprono infatti alcune piccole doline di corrosione carsica, mentre lungo i fianchi gli affioramenti calcarei della Fm. del Calcare di Monte Cavallo a giacitura sub-orizzontale sono modellati da piccole forme di dissoluzione carsica.

Bibliografia essenziale: Piccin M., 1979; Piccin M. & Toniello V., 1979.

Morfologie carsiche superficiali lungo i piani e le testate di strato.

Paesaggio carsico presso Casera Caseratte, alle pendici meridionali del Col Spizzat: si nota l'evidente allineamento di doline e depressioni.

Doline ed abissi del Cansiglio

• **Cansiglio,** Caneva e Polcenigo, Pordenone.
Questo geosito è rappresentativo del carsismo del Massiccio del Cansiglio-Cavallo con fenomeni molto caratteristici, diversi e in un certo senso complementari a quelli delle altre zone carsiche della regione. Si trova nella parte SE del Bosco del Cansiglio, chiamata Candaglia dal monte omonimo, fra i 1030 e i 1200 m di quota. È una zona caratterizzata dalla concentrazione di abissi, profonde cavità verticali con un pozzo di accesso a cielo aperto. Tra le più note si citano il Bus de la Lum (15/153FR) e l'Abisso del Col della Rizza (904/410FR), il più profondo dell'area (-800 m).
• **Grado di interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, carsismo, geologia stratigrafica, paleontologia.
• **Accessibilità:** è raggiungibile a piedi lungo sentieri o carrarecce a traffico regolamentato. Per arrivare al Bus de la Lum si parcheggia nella rispettiva area pic-nic in Pian Cansiglio e si percorre il breve sentiero che si inoltra nel bosco. Per arrivare all'Abisso del Col della Rizza si segue a piedi la strada sterrata della Candaglia partendo dalla Crosetta. Dopo circa 3,5 km si trova sulla sinistra l'indicazione del sentiero "O" che si percorre per circa 10 minuti in mezzo al bosco e alle doline.

DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi e Barbara Grillo

Il gruppo montuoso del Cansiglio-Cavallo è prevalentemente costituito dalla Fm. del Calcare di Monte Cavallo (Cretacico sup.). Per le sue caratteristiche e le condizioni climatiche dell'area, questa formazione è altamente carsificabile e carsificata con morfologie spettacolari.

Il paesaggio tipico di questa area del Cansiglio è un carso a blocchi caratterizzato da spuntoni anche di grandi dimensioni con forme massicce ed arrotondate, rese tormentate da fori, solchi e crepacci. La presenza di numerose doline di dissoluzione, molto fitte tra loro e dalla caratteristica forma ad imbuto profondo spesso allineate lungo direzioni preferenziali, lo rendono particolarmente accidentato. Spesso sul fondo di queste depressioni si aprono pozzi.

Il Bus de la Lum (15/153FR) rappresenta un importante brano della storia speleologica nazionale oltre che del carsismo ipogeo del Cansiglio-Cavallo: si trova a 1036 m di quota nel bosco orientale della piana del Cansiglio e consiste in unica voragine profonda 185 m. Nella parte terminale continua con un breve ramo ricco di splendide concrezioni relativamente poco diffuse a queste quote. Si apre con un ampio imbuto a contorno ellittico e un pendio molto inclinato e coperto da fitta vegetazione. Ha assunto importanza nella storia della speleologia italiana attirando l'attenzione degli esploratori all'inizio del '900 con pionieristiche spedizioni conoscitive.

Fu esplorato per la prima volta dalla Commissione Grotte "E. Boegan" della Società Alpina delle Giulie di Trieste nel 1924, che raggiunse la grande sala finale stimando in 225 m la profondità. Questa fu portata a 185 m nelle successive esplorazioni. È diventato Monumento Nazionale ai caduti della Seconda Guerra Mondiale per essere stato usato come foiba durante gli eventi bellici.

L'Abisso del Col della Rizza (904/410FR) si apre con una ampia voragine nel bosco della Candaglia a 1100 metri di quota, relativamente a breve distanza in linea d'aria dal Bus de la Lum.

Panoramica sulla conca del Cansiglio vista da Sud-Ovest (Monte Pizzoc). Sullo sfondo si staglia l'imponente massiccio del Monte Cavallo.

L'ingresso del Bus de la Lum, una voragine a cielo aperto profonda 185 metri. In passato si era ritenuto fosse uno dei più profondi abissi del mondo.

Carso a blocchi nel Bosco del Cansiglio.

L'Abisso del Col della Rizza, profondo circa 800 m, presenta un pozzo di accesso di 90 m impostato su una evidente frattura.

Cavità nota negli anni '60 fino ad un centinaio di metri di profondità è oggi nuovamente in esplorazione. Al momento risulta avere una profondità prossima agli ottocento metri ed uno sviluppo di quasi quattro chilometri, il che la fa diventare la grotta più profonda di tutto il Massiccio. Si distingue dalle altre grotte del Cansiglio anche per la presenza di diffuse e varie forme di concrezionamento, del tutto simili a quelle delle cavità del Carso Triestino. Interessanti sono le numerose condotte freatiche, spesso concrezionate, e l'alternanza di morfologie quali pozzi profondi anche 90 metri, grandi sale, forre, meandri e gallerie. Raccoglie acque che sgorgano nelle sorgenti del Livenza (v. geosito Sorgenti del Livenza).

Sulle pareti interne di entrambe le cavità sono visibili e a volte messi in evidenza dal carsismo selettivo notevoli esemplari di Rudiste, anche di medie dimensioni, tipiche della Fm. del Calcare di Monte Cavallo.

Bibliografia essenziale: Castiglioni G.B., 1964; Ferasin F., 1958, Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia - Azienda delle Foreste e Direzione Regionale delle Foreste, 1974.

Formazione del Calcare di Monte Cavallo: complesso di scogliera al Col dei S'cios

• **Col dei S'cios, Monte Candaglia,** Caneva e Polcenigo, Pordenone.
Gli strati del Col dei S'cios (o Schios) si identificano come una testimonianza fossile di quello che può venir considerato uno tra i massimi livelli di espansione della piattaforma carbonatica che in epoca giurassico-cretacea si venne ad instaurare nella zona del Cansiglio-Cavallo. In particolare sono da evidenziare gli importanti affioramenti fossili con rudiste (Fm. del Calcare di Monte Cavallo) che caratterizzano la parte meridionale della dorsale del Monte Candaglia. Oltre che per l'aspetto prettamente paleontologico, tale zona è rilevante anche per le morfologie carsiche che la rappresentano, diverse ma complementari, a quelle delle altre zone carsiche del territorio del Friuli Venezia Giulia.
• **Grado di interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** paleontologia, geologia stratigrafica, geomorfologia, carsismo.
• **Accessibilità:** è facilmente raggiungile a piedi o in macchina lungo sentieri o carrarecce a traffico regolamentato.

DESCRIZIONE

A cura di Barbara Grillo e Barbara Buttignol

L'area del Cansiglio-Cavallo, a confine tra il Veneto Orientale e la parte occidentale del Friuli Venezia Giulia, è costituita in larga scala da sedimenti carbonatici che rappresentano il margine nord-occidentale della Piattaforma Friulana di epoca giurassico-cretacica.

Nelle successioni affioranti nell'area del Cansiglio è possibile distinguere alcune fasi di massimo sviluppo di tale piattaforma carbonatica. In particolare, tutta la zona della Candaglia, dorsale Sud-orientale del gruppo montuoso del Cansiglio-Cavallo compresa tra 1030 e 1200 metri, è caratterizzata dalla Fm. del Calcare di Monte Cavallo (Cretacico sup.). Tale formazione si presenta costituita da calcareniti bioclastiche fini, brecce ad elementi di piattaforma e sabbie clinostratigrafiche dalla stratificazione metrica. Frequenti sono i blocchi, anche di grandi dimensioni, costituiti da abbondanti frammenti organogeni (patch reef a Rudiste, secondariamente sono presenti anche bivalvi e gasteropodi); rari i noduli di selce.

All'interno della zona della Candaglia, il Col dei S'cios è l'area dove è meglio rappresentata la Fm. del Calcare di Monte Cavallo. Il nome deriva dalla presenza in loco di numerosi reperti fossili di rudiste, bivalvi appartenenti alla famiglia Caprinidae, la cui valva sinistra ricorda molto il guscio delle attuali lumache terrestri che nel gergo locale sono chiamate "s'cios".

Dal punto di vista paleontologico l'affioramento del Col dei S'cios rappresenta uno degli episodi di massimo sviluppo delle facies biocostruite che si instaurarono all'interno della piattaforma carbonatica. Le specie più rappresentative rinvenibili in loco sono *Caprina Schiosensis* Boehm, *Schiosia schiosensis* Boehm e *Sphaerucaprina forojuliensis* Boehm, del basso-medio cenomaniano.

Nella zona della Candaglia la Fm. del Calcare di Monte Cavallo raggiunge uno spessore pari a circa 600 m. A letto poggia sui Calcari del Cellina che progradano verso l'esterno; ad Ovest compa-

Il Col dei S'cios con, in primo piano, un affioramento del Calcare di Monte Cavallo. Il paesaggio è caratterizzato da dolci doline e prati.

Particolari di affioramenti con Rudiste della Formazione del Calcare di Monte Cavallo.

Polyptixis sp., gasteropodi molto diffusi nei calcari cretacici del Col dei S'cios.

La dorsale orientale del Massiccio del Cansiglio-Cavallo si eleva ripida sulla pianura friulana. Rappresenta il relitto di un antico complesso di scogliera.

re la Scaglia, che viene a contatto con il Calcare di Monte Cavallo attraverso rapporti di *on-lap*.

Ad Est la formazione è eteropica con i Calcari del Cellina, mentre verso Ovest è eteropica con il Calcare di Soccher/Biancone e con la Scaglia. In Cansiglio il Calcare di Monte Cavallo affiora in Candaglia, presso il Col della Rizza e lungo la Strada Statale tra il Passo de La Crosetta e l'ingresso del Bus de la Genziana.

L'area è intensamente carsificicata e l'aspetto del territorio appare tormentato con un grande numero di doline di diverse dimensioni.

Il termine Calcare di Forcella Laste, usato a volte in letteratura, è sinonimo di Calcare di Monte Cavallo.

Bibliografia essenziale: Ferasin F., 1958; Sartorio D., 1987.

Sorgenti del Fiume Livenza

• **Coltura,** Polcenigo e Caneva, Pordenone.
Alla base della scarpata Sud-orientale del Massiccio del Cansiglio-Cavallo, tra i 30 e i 50 m slm, sgorgano numerose sorgenti: esse alimentano una estesa palude e originano alcuni rami fluviali che, confluendo, formano il Fiume Livenza. È uno dei più noti e interessanti sistemi di idrologia carsica non solo a livello nazionale: Gorgazzo, Santissima e Molinetto sono le più importanti. Si stima che al Gorgazzo, l'unica ad essere una cavità ascendente, competerebbe complessivamente un bacino di ricarica di circa 170 km^2. È la sorgente più profonda di Italia con -212 m dal piano campagna (con possibilità di continuazione) ed uno sviluppo di circa 450 m, gran parte in verticale.
• **Grado di interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** idrogeologia, carsismo.
• **Accessibilità:** tutte e tre le sorgenti si trovano a poca distanza l'una dall'altra. Sono facilmente accessibili perché si trovano nell'ambito di aree urbanizzate.

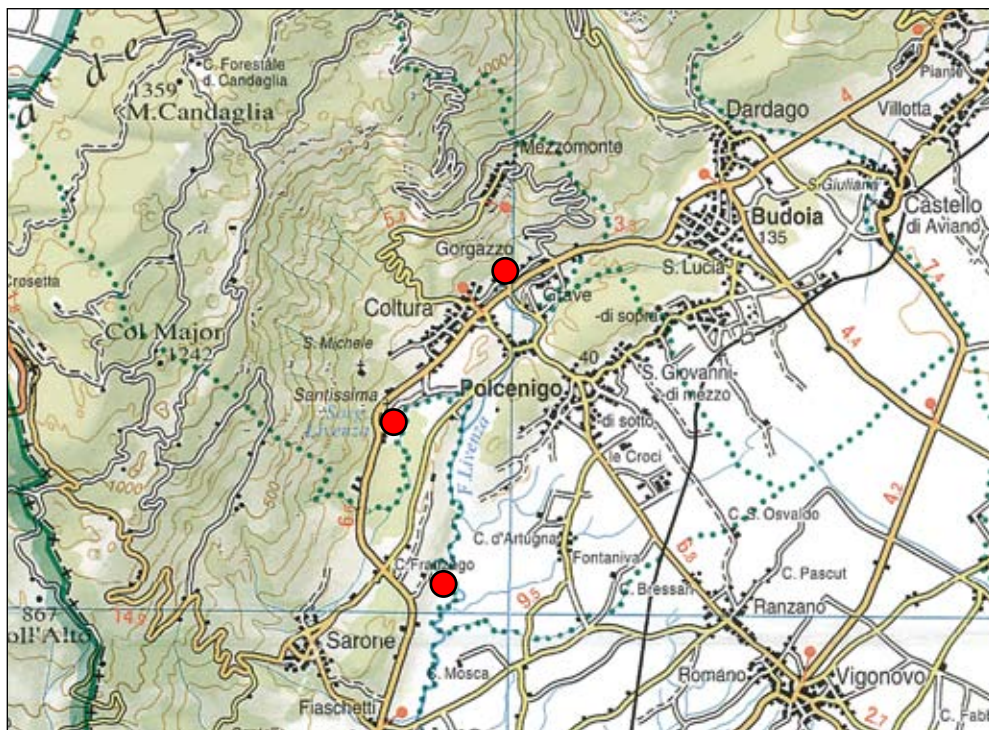
DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi e Barbara Grillo

Le sorgenti si trovano alle pendici del Cansiglio-Cavallo. È un gruppo montuoso prevalentemente costituito dalla Fm. del Calcare di Monte Cavallo del Cretacico superiore. L'abbondante piovosità annua e le caratteristiche dei calcari (alto tenore in carbonato di calcio, potenza della stratificazione, giacitura in genere poco inclinata, presenza di famiglie di fratture persistenti) rendono questa formazione altamente carsificabile e carsificata con spettacolari morfologie.

Il Massiccio è caratterizzato da un'idrografia superficiale pressoché assente, conseguenza di un carsismo diffuso testimoniato dalla presenza di centinaia di doline, inghiottitoi e pozzi e da una idrografia sotterranea sviluppata sino a quote molto basse, tipica degli stadi maturi del ciclo carsico. Le acque vanno a costituire le falde ipogee che alimentano verso Ovest il lago di Santa Croce e verso Est nella Pianura Friulana le sorgenti di Gorgazzo, Santissima e Molinetto. Le direttrici di infiltrazione ed i percorsi ipogei delle acque, che in più occasioni si è tentato di individuare mediante tracciamenti, rimangono ancora in parte sconosciuti. Recentemente traccianti immessi nell'Abisso di Col de la Rizza sono usciti alla Santissima ed al Molinetto. L'acqua è dolce (T.H. 12 mg/l), ha un grado di mineralizzazione medio (K25 pari a 221 µS, T.D.S. pari a 200 mg/l), il pH è basico (con valore medio prossimo a 7.8): le acque sono quindi di tipo alcalino.

Tutte le sorgenti devono la loro origine allo sbarramento operato dal sistema di faglie inverse della Linea di Caneva-Maniago. Presentano tenori molto bassi di magnesio, cosa che indicherebbe una provenienza da un'area data quasi completamente da formazioni calcaree.

Gorgazzo

La sorgente del Gorgazzo, posta ad un'altitudine di circa 50 metri, è situata nei pressi della omonima borgata, a 1 km da Polcenigo, caratteristico ed antico centro in provincia di Pordenone.

La sorgente del Gorgazzo è una profonda cavità carsica sommersa ascendente, meta ambita di numerose esplorazioni speleosubacquee.

Subacquei in esplorazione in un tratto della galleria sommersa del Gorgazzo.

È una sorgente carsica ascendente o "vauclusiana" (61/36FR), intendendo con questo termine che la sorgente è stata originata in seguito allo sbarramento imposto dal contatto fra i calcari del massiccio e le formazioni a permeabilità inferiore (conglomerati miocenici). Le sue acque raggiungono la portata media di 3 metri cubi al secondo. Non è una sorgente permanente: potrebbe essere chiamata "sorgente vauclusiana di troppo pieno", in quanto lunghi periodi con assenza di piogge provocano l'abbassamento della superficie piezometrica al di sotto della quota di sfioro. Quando invece l'alimentazione della falda supera lo svuotamento, l'acqua percorre i canali carsici e risale in superficie all'interno del sifone, che caratterizza questa scaturigine.

La Santissima ed il Molinetto, invece, sono entrambe sorgenti per soglia di permeabilità sottoposta, in quanto il complesso "meno permeabile" si trova sottoposto al complesso idrogeologico carsificato "più permeabile". A differenza del Gorgazzo, non vi è un sifone ascendente o perlomeno non è visibile, dal momento che il detrito di falda ne copre l'uscita. Queste diverse caratteristiche fanno comprendere i differenti regimi sorgivi: la sorgente del Gorgazzo è caratterizzata da un regime molto irregolare con picchi di portate elevati, che si normalizzano dopo poche ore; la Santissima e il Molinetto presentano oscillazioni del livello idrico più contenute con tempi di esaurimento della piena più lunghi.

Il Gorgazzo è localmente chiamato "el Buso", nascosto fra alberi e rocce, le cui acque limpide e gelide dalla colorazione azzurra e dagli innumerevoli riflessi vengono così descritte da Marinelli nel 1877: "Prendete il colore dello smeraldo, quello delle turchesi, quelli dei berilli, gettateli in un mare di lapislazzuli, in modo che tutto si fonda e ad un tempo conservi l'originalità sua propria ed avrete la tinta di quella porzione di cielo liquido che si chiama il Gorgazzo!".

Santissima

La Santissima, o Sorgente della Livenza, è situata nella conca di Polcenigo alla base Sud-orientale dell'Altopiano del Cansiglio nella Valle Palù, sorta di polje che si sviluppa in senso NE-SW interponendosi fra la massa calcarea carsificata del Massiccio Cansiglio-Cavallo e le basse colline che raccordano i monti alla Pianura Friulana. La sorgente, parzialmente captata, emerge presso la località Santissima, in comune di Polcenigo, alla base del versante orientale del Col Major (1242 m) ed alla quota di 35 m. La portata media stimata è superiore a 6,3 metri cubi al secondo. L'acqua sgorga da più polle sorgentifere, alla base dello zoccolo roccioso, e si riversa in un ampio bacino palustre in parte bonificato, originando il Fiume Livenza.

Alla Santissima compete, probabilmente, un bacino di alimentazione di circa 500 km^2.

Molinetto

Il Molinetto è in verità un'area sorgentifera con più emergenze ubicate a meridione rispetto le precedenti perché si trova al limite tra il comune di Caneva e Polcenigo, in prossimità del versante ed in corrispondenza di impianti di allevamento ittico.

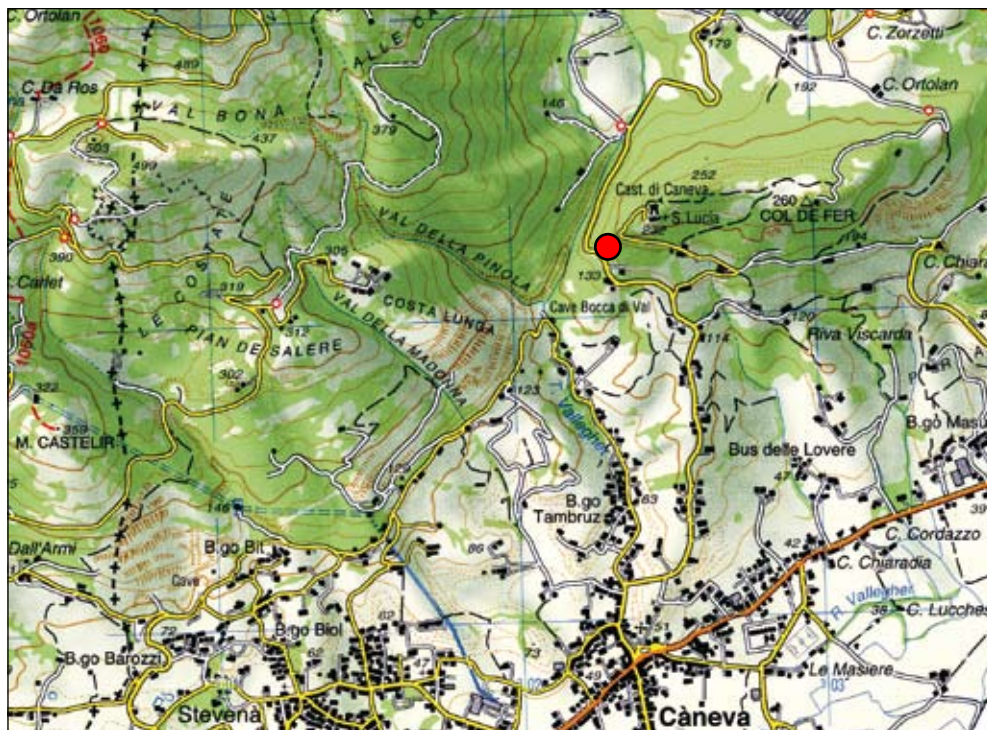
Questo insieme di sorgenti, cui competerebbe un bacino di alimentazione di circa 230 km^2, alimenta un corso d'acqua che va a raccogliere le acque provenienti dalla Santissima dapprima e dal Gorgazzo poi, lambendo un laghetto che dovrebbe essere un altro punto di emergenza della falda carsica. Tutto il polje della vallata in cui emergono queste acque è caratterizzato da un paesaggio caratteristico, a mezza strada fra una palude e una conca pedemontana a bassa quota.

Bibliografia essenziale: Cavallin A. & Martinis B., 1982; Cucchi F., Forti P., Giaconi M. & Giorgetti F., 1999; Cucchi F., Giorgetti F., Gemiti F., Massari G. & Oberti S., 1999; Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine, 2006; Ferasin F., 1960; Fogato M., Vaia F. & Seriani F., 1981.

L'acqua che sgorga copiosa dalla sorgente del Gorgazzo - da cui prende il nome anche la località - alimenta poi il Fiume Livenza.

La sorgente della Santissima, visibile già dalla strada pedemontana Fiaschetti-Polcenigo.

“Marmorino” di Caneva

• **Castello di Caneva**, Caneva, Pordenone.
Il Marmorino costituisce una rarità tra i giacimenti di carbonato di calcio a livello europeo, sia per le caratteristiche chimico-fisiche del materiale (tenore di $CaCO_3$>99,6%), che per l’attitudine alla lavorazione del minerale estratto. Questo, opportunamente polverizzato, trova largo impiego nei campi dell’industria chimica, farmaceutica, alimentare, ecc. Pochi carbonati in altre parti al mondo hanno caratteristiche simili, ma ancor più rari sono quelli che abbinano all’elevato tenore in $CaCO_3$ un minimo contenuto in metalli pesanti e magnesio. È quindi considerato risorsa mineraria strategica. Con la denominazione viene indicata, quale rappresentativa del ben più esteso giacimento di Caneva, un’ex-cava utilizzata fino a poco tempo fa.
• **Grado d’interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geomineralogia, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** nelle cave attive si può accedere solamente con il permesso. È possibile invece osservare alcuni fronti di cava dimessa e le diverse aree ove sono stati effettuati saggi esplorativi.

DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol e Barbara Grillo

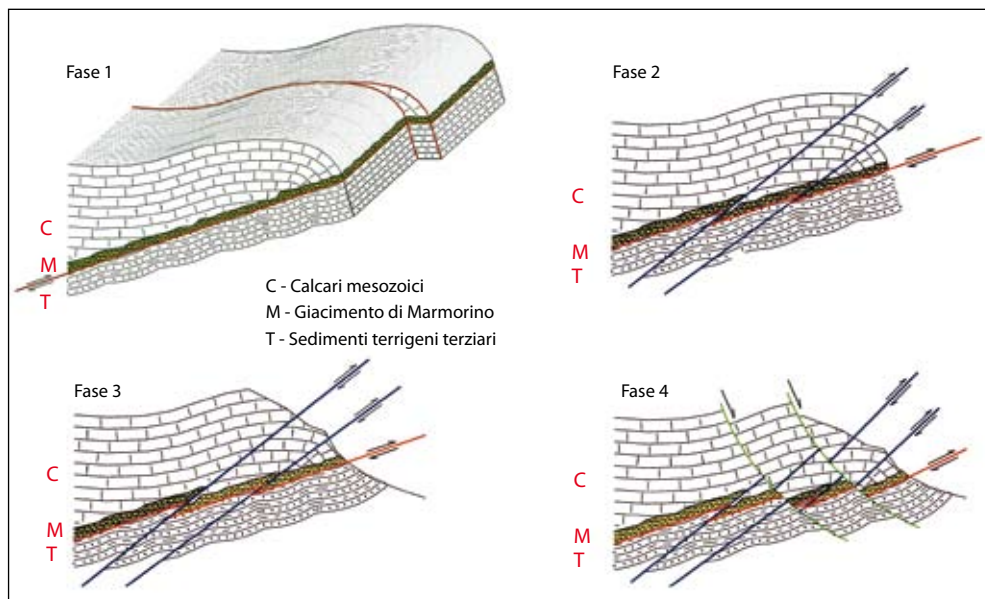
Il giacimento di Marmorino è posto alla base del versante Sud-orientale dell’Altopiano del Cansiglio e si estende per circa 3 km tra Stevenà e il Col de Fer. È costituito dalla milonite di faglia generatasi tra l’unità calcarea rigida del Cansiglio-Cavallo e i terreni plastici miocenici dell’unità di Caneva che hanno funzionato da lubrificante tettonico.

La denominazione “Marmorino” deriva dall’aspetto saccaroide della roccia, che lo porta ad assomigliare ai famosi marmi bianchi di Carrara. I calcari del Cretacico e i sedimenti clastici del Miocene sono posti a contatto tettonico dalla Linea denominata Caneva-Maniago d’importanza regionale. Si tratta di un articolato sovrascorrimento con piano di faglia immergente verso monte (NW), che ha portato i calcari cretacici al di sopra dei litotipi miocenici e talora ha determinato la presenza di vere e proprie scaglie tettoniche. Gli sforzi compressivi si sono protratti nel tempo, determinando successive faglie inverse, immergenti verso monte con un’inclinazione maggiore rispetto alla dislocazione principale, a formare una geometria a “denti di sega”.

Il quadro geologico è dato essenzialmente da tre unità litologiche: i calcari al tetto, le cataclasiti calcaree (il giacimento) e i sedimenti terrigeni e clastici al letto.

I calcari al tetto sono costituiti da litotipi carbonatici di piattaforma del Cretacico, stratificati in banchi da decimetrici a metrici, dati da prevalenti mudstone e wackstone bianchi, talora rosati, con bioclasti, Echinidi, frammenti di Rudiste, alternati a più rari grainstone oolitico-intraclatici sempre bianchi e compatti.

Le cataclasiti calcaree (il giacimento) sono formate da calcare intensamente fratturato, spesso milonitizzato che assume in genere colore bianco latteo. Il Marmorino si presenta nelle sue varietà bianco (più pregiato) e rosso (per la presenza di argille rossastre residuali) in livelli con spessori a geometria variabile tra qualche decina

Cava di Marmorino a gradoni alle pendici meridionali dell’Altopiano del Cansiglio. Nella parte superiore è stato effettuato un intervento di ripristino.

Evoluzione strutturale dell'area di Caneva: 1 - sovrascorrimento dei calcari mesozoici sui depositi terrigeni con formazione del Marmorino (milonite calcarea) 2 - raccorciamento con formazione di scaglie; 3, 4 - processi erosivi e collassi gravitativi.

Ingresso di una galleria di cava attualmente dimessa. Si trova sotto il Castello di Caneva ed è visibile lungo la strada che conduce al Cansiglio.

e un centinaio di metri. Il materiale carbonatico che forma il giacimento è, in genere, purissimo privo di strutture e suddiviso in volumi unitari di dimensione centimetrica e più raramente sub-centimetrica.

Il Marmorino si distingue dai litoti calcarei incassanti per la percentuale di residuo insolubile in HCl che per il minerale utile è inferiore al 0,20% mentre in quelli sterili presenta valori superiori. Da analisi al microscopio effettuate in passato su sezioni sottili sono stati notati diffusi fenomeni di ricristallizzazione e genesi di mosaici sparitici. Anche per questo spesso la roccia risulta priva di fossili. I diffusi fenomeni di ricristallizzazione fanno pensare che il marmorino si sia formato in condizioni di seppellimento con pressioni e temperature probabilmente elevate.

I litotipi terrigeni e clastici sono rappresentati in massima parte da una serie di terreni attribuibili al Miocene inferiore e medio, che si trovano tettonicamente al di sotto del complesso calcareo. Comprendono conglomerati ad elementi subarrotondati, arenarie e sabbie giallastre, sabbie pelitiche ben stratificate, peliti, marne e argille varicolori.

Mentre in passato la coltivazione avveniva soprattutto in sotterraneo, in galleria o in "cameroni" sostenuti da pilastri, attualmente tale sistema di escavazione nel Friuli Venezia Giulia non è più consentito. L'estrazione avviene a cielo aperto con scavi a gradoni discendenti.

Bibliografia essenziale: Cucchi F., Del Fabbro A., Dionisio A., Gerdol S. & Sauli G., 1982; Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale - D.I.C.A (a cura di), 2006.

Conglomerato di Sorgente Tornidor

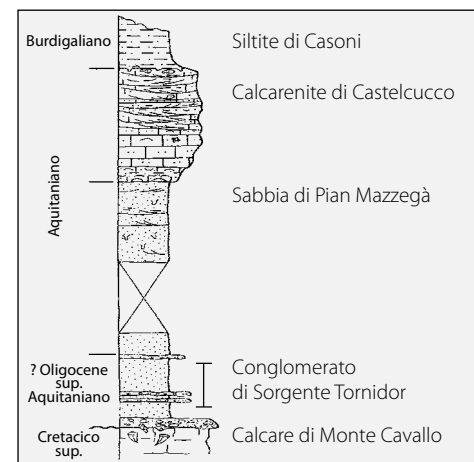
• **Piancavallo**, Aviano, Pordenone.
La successione miocenica nel Friuli Venezia Giulia ha la particolarità di indicare una fase di trasgressione sui depositi carbonatici di piattaforma, che era emersa per la maggior parte dell'Oligocene e di conseguenza sottoposta ad erosione e a fenomeni carsici. L'affioramento descritto rappresenta il contatto tra calcari cretacici e termini miocenici.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** il geosito è raggiungibile in pochi minuti dalla località Pian delle More percorrendo il sentiero n. 925 verso il Rifugio Semenza.

DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro

Il conglomerato (Oligocene sup.-Aquitaniano) affiora in paraconcordanza con il Calcare di Monte Cavallo (Campaniano ?). I clasti che lo compongono sono in netta prevalenza carbonatici, sono comunque presenti anche litotipi appartenenti al Flysch eocenico.

Dal punto di vista granulometrico i clasti risultano eterometrici. Il conglomerato trasgressivo è costituito da clasti da spigolosi a subarrontondati decimetrici di arenarie del Flysch e di calcare a Rudiste, immersi in una matrice debolmente glauconitica. Talvolta nel conglomerato basale possono presentarsi evidenti fori ad opera di organismi perforanti che vivono generalmente in acque poco profonde.

In questo affioramento la giacitura a lastroni del conglomerato concorda perfettamente con l'andamento del versante; pertanto la superficie topografica, nel tratto attraversato dal sentiero, viene a corrispondere esattamente con i piani di strato.

Bibliografia essenziale: Cavallin A. & Pirini Radrizzani C., 1980; Grandesso P., Stefani C. & Poli M.E., 2002a.

Sezione stratigrafica (da Società Geologica Italiana, 2002).

I piani di strato sono paralleli al pendio e sono attraversati dal sentiero.

Vista in dettaglio del conglomerato di età Oligocene sup.-Miocene inf.

Linea Barcis-Staro Selo: Monti Dagn e Cecon

• **Pradis,** Clauzetto e Vito d'Asio, Pordenone.
È uno dei punti di osservazione più significativi e facilmente raggiungibili del lungo fronte del sovrascorrimento Barcis-Staro Selo (o Periadriatico Auct.), che si sviluppa dalla Slovenia fino a Barcis (v. geositi Linea Barcis-Staro Selo nella gola del Torrente Susaibes, e Cataclasiti presso le sorgenti della Santissima Trinità) e poi attraverso il Massiccio del Cansiglio-Cavallo si collega alla Linea di Belluno fino in Valsugana.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia strutturale, geomorfologia, idrogeologia.
• **Accessibilità:** il sito è raggiungibile sia dalla Val d'Arzino attraverso Pielungo, dove sorge il Castello neogotico Ceconi, sia da Clauzetto, passando attraverso Pradis.

.

DESCRIZIONE
A cura di Maurizio Ponton

Fra Pielungo e Tascans (Pradis di Sopra) la strada passa alle falde dei monti Cecon e Dagn, lungo il contatto tettonico fra i Calcari del Cellina del Cretacico di piattaforma a letto della Linea Barcis-Staro Selo e la Dolomia Principale del Norico (Triassico sup.) a tetto.

La linea, nota anche come Sovrascorrimento Periadriatico, è una struttura tettonica di importanza regionale che generalmente sovrappone lungo un piano a basso angolo unità del Triassico sup. su unità del Terziario. Essa si collega con le stesse caratteristiche con la Linea di Belluno nel settore veneto e verso Est si può seguire fino a Caporetto nell'alta valle dell'Isonzo.

Questa struttura si è sviluppata principalmente nella fase deformativa neoalpina (Miocene-Pliocene), ed è la più esterna dell'insieme degli scorrimenti che emergono nella zona centrale del Friuli.

In particolare, nei pressi della borgata Forno e del cimitero presso Tascans affiora l'ampia fascia di cataclasiti e di rocce di faglia dolomitiche erose dall'acqua in forme calanchive.

Ai piedi del Monte Dagn, a Nord di Gerchia, sono ubicate le sorgenti "Pradis" (v. geosito Forra del Torrente Cosa e Grotte di Pradis) con lo stabilimento di imbottigliamento dell'acqua oligominerale. Qui si possono osservare scaglie tettoniche accavallate di dolomie triassiche, calcari cretacici e flysch eocenico ed inoltre si può valutare lo spessore ettometrico della fascia tettonizzata della Dolomia Principale.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., Cozzi A., Longo Salvador G., Pernarcic E., Podda F. & Ponton M., 2000; Cucchi F. & Finocchiaro F., 1981; Rossi D., Masetti D. & Mantovani F., 1988.

Alle falde dei monti Cecon e Dagn, enormi distese detritiche si sviluppano lungo il contatto tettonico fra i Calcari del Cellina del Cretacico e la Dolomia Principale del Norico (Triassico sup.).

Anticlinale di rampa del Monte Jouf

• **Diga di Ravedis,** Maniago, Pordenone.
Una evidente anticlinale asimmetrica, di raggio chilometrico, rappresenta la piega frontale Sud-vergente di un'unità tettonica in prevalenti calcari cretacei sovrascorsa sul flysch eocenico e sulle molasse mioceniche tramite la Linea di Maniago, il disturbo tettonico regionale più esterno del fronte affiorante delle Prealpi Carniche.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia strutturale, geomorfologia.
• **Accessibilità:** per una visione complessiva dell'anticlinale di rampa è opportuno portarsi verso il rilievo su cui sorge Castello di Montereale (494 m). Una strada sterrata interdetta al traffico inizia in corrispondenza del cimitero del paese. È sufficiente percorrere 600-700 m a piedi per godere di una visione spettacolare, guardando verso NE sulla parete Sud-occidentale del Monte Jouf. Senza salire fino al Castello una bella vista panoramica si ha anche sostando nel parcheggio del cimitero di Montereale Valcellina.

DESCRIZIONE
A cura di Giovanni Battista Carulli

La profonda erosione operata dalle acque del Torrente Cellina al suo sbocco nell'Alta Pianura Friulana ha messo in evidenza, sulla parete Sud-occidentale del Monte Jouf (1203 m), un'ampia piega anticlinale Sud-vergente di raggio chilometrico.

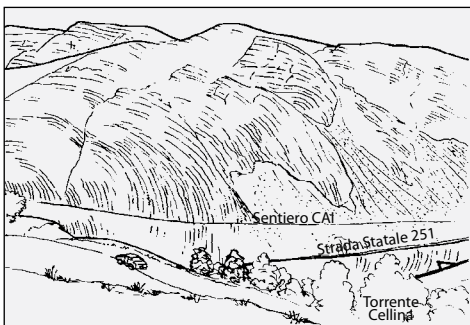
Osservando verso oriente è nettamente visibile la gamba meridionale della struttura, verticalizzata fino al ribaltamento degli strati verso la base, mentre seguendone la continuità verso monte, cioè a Nord, si osserva nettamente che la loro inclinazione diminuisce fino a raggiungere l'orizzontalità.

La superficie assiale della piega è complessivamente orientata ENE-WSW con immersione verso NNW. Le unità stratigrafiche qui interessate sono i Calcari del Cellina, depositi di piattaforma protetta del Cretacico inf. ed i sovrastanti calcari della Fm. di Monte Cavallo (Cretacico sup.) di piattaforma aperta. Dal punto di osservazione non è visibile il limite fra le due formazioni in quanto la litologia è uniforme e non differenziabile specie da lontano.

La piega costituisce l'anticlinale di rampa frontale dell'Unità tettonica Cansiglio-Cavallo, in prevalenti calcari cretacici. Essa sovrascorre sui depositi flyscioidi dell'Eocene medio e su quelli molassici del Miocene medio e sup. che costituiscono a meridione i bassi rilievi alle spalle dell'abitato di Maniago, e più in generale tutti quelli pedemontani. Il piano di sovrascorrimento non è visibile, coperto dalla vegetazione, dai depositi di versante e dalle alluvioni del Cellina, ma è chiaramente intuibile essendo posto, sotto la S.S. 251, immediatamente al piede degli strati rovesciati che delimitano la sponda sinistra del torrente.

Il sovrascorrimento corrisponde ad un ramo della Linea di Maniago, una struttura tettonica che si estende per decine di chilometri al piede delle Prealpi Carniche e che marca il loro innalzamento sull'Alta Pianura Friulana.

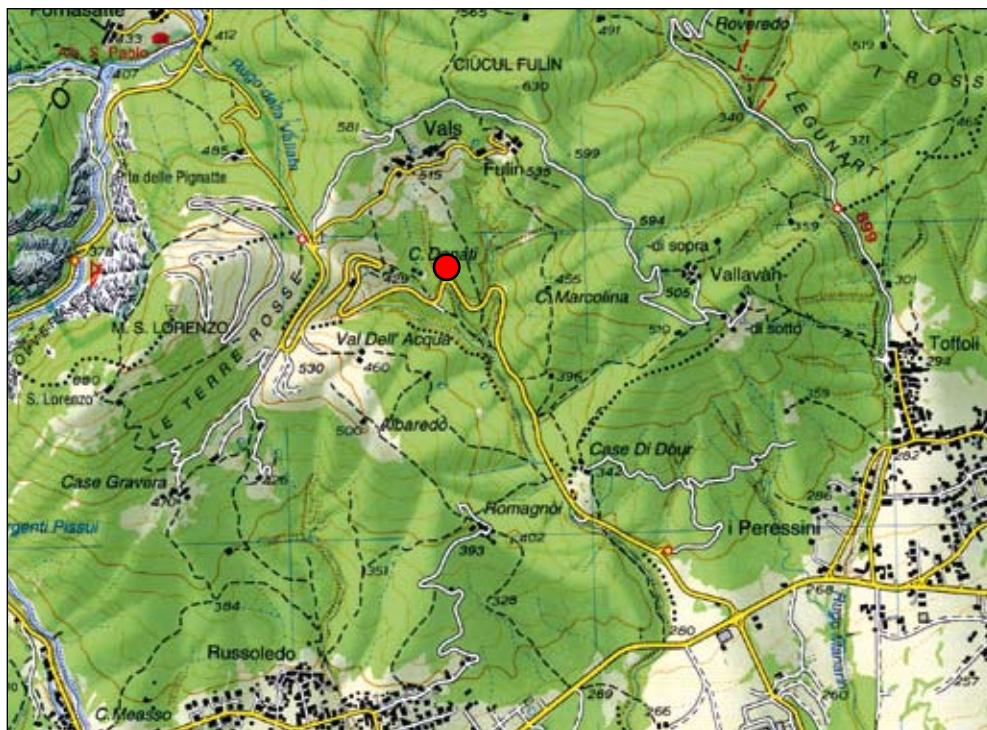
L'anticlinale di rampa frontale del Monte Jouf, vista dalle pendici del Castello di Montereale Valcellina: in basso passa la strada statale per Maniago.

Strati verticali nei Calcari del Cellina lungo la riva sinistra del torrente.

Schema relativo all'anticlinale del Monte Jouf, così come ripresa nella foto a fianco (da Società Geologica Italiana, 2002).

La terminazione settentrionale dell'ampia piega avviene, con una blanda immersione verso Nord delle unità stratigrafiche coinvolte, ad una distanza di circa 4 chilometri in linea d'aria nella conca di Barcis, dove la Linea Barcis-Staro Selo porta la base della Dolomia Principale (Triassico sup.) a sormontare il flysch che ricopre i calcari cretacici dell'Unità tettonica Cansiglio-Cavallo (v. geosito Linea Barcis-Staro Selo nella gola del Torrente Susaibes).

Bibliografia essenziale: Martinis B., 1979a; Ponton M., Carulli G.B., Cozzi A., Muscio G., Podda & Venturini C., 2002.

Cava di Monte San Lorenzo

• **Monte San Lorenzo,** Frisanco, Pordenone.
In un affioramento continuo ai bordi di una strada è esposta, unico esempio nella Regione, una successione continua che interessa i bianchi calcari di piattaforma del Cretacico sup., la Scaglia rossa del Paleocene ed il Flysch di Clauzetto dell'Eocene. I contatti fra le tre unità stratigrafiche sono perfettamente riconoscibili non solo per le differenti litologie, ma specialmente per il contrasto cromatico che le individua nettamente. Dal punto di vista strutturale inoltre si osserva con chiara evidenza la chiusura periclinalica dell'anticlinale del Monte San Lorenzo.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** all'altezza del Cementificio Zillo, lungo la strada provinciale Maniago-Fanna, sulla sinistra si innesta la strada di accesso alla cava. Il transito è consentito ma si raccomanda prudenza a causa dei mezzi pesanti, che fanno la spola fra cava e impianto di trasformazione. Si sale la vallecola del Rugo Storto; dopo circa 1,5 km di percorso abbastanza rettilineo la strada si innalza con una serie di tornanti sull'ultimo dei quali si apre la spettacolare vista della successione.

DESCRIZIONE
A cura di Giovanni Battista Carulli

La cava di Monte San Lorenzo, utilizzata per rifornire di marne e di calcari il vicino cementificio, si apre a quota 550 m circa sul versante Sud-orientale dell'omonimo monte.

I lavori per l'estrazione del materiale e per la realizzazione delle vie di accesso hanno messo in luce una splendida successione di unità stratigrafiche che, senza essere interessate da importanti dislocazioni tettoniche disgiuntive, vanno dal Cretacico sup. all'Eocene inferiore.

Procedendo da SW verso NE (cioè da sinistra verso destra, guardando dal punto di sosta descritto) si notano con evidentissimo contrasto litologico e cromatico:

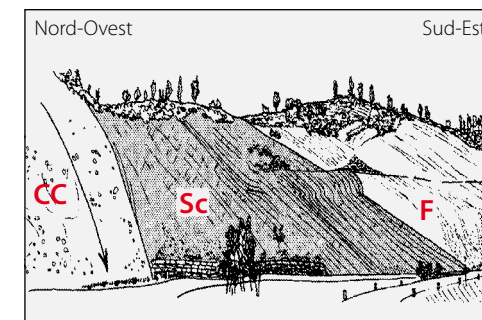
- calcari bioclastici biancastri e massicci della Fm. del Calcare di Monte Cavallo del Cretacico sup.;
- in continuità di sedimentazione stratigrafica (anche se la presenza di piccoli orizzonti di brecce basali fa supporre una temporanea emersione del tetto della piattaforma carbonatica cretacea) le marne rosso-mattone della formazione bacinale della Scaglia rossa (Paleocene sup.-Eocene inf.) in strati sottili. Esso sono interessate verso l'alto della loro successione da locali fenomeni di slumping con formazione di deboli pieghe Sud-vergenti;
- in continuità stratigrafica il Flysch di Clauzetto (Eocene inf.) con le classiche alternanze di arenarie, marne e siltiti ben stratificate tutte di colore bruno-nerastro (queste tipiche alternanze sono ben esposte anche nella vallecola del Rugo Storto lungo la quale corre la strada di accesso alla cava di San Lorenzo).

La successione descritta, che nella sua regolarità, continuità ed esposizione non trova altro riscontro in Regione, appartiene alla gamba meridionale dell'anticlinale di Monte San Lorenzo che qui mostra la sua chiusura periclinalica. Infatti, dall'apice del tornante di sosta si può osservare nettamente a quota più bassa la cerniera dell'anticlinale nell'affioramento dei calcari sottostanti la strada e l'immersione nettamente diversa dei sot-

La chiusura dell'anticlinale del Monte San Lorenzo. È evidente la cerniera che si è sviluppata nel nucleo dei bianchi calcari del Cretacico (Fm. del Calcare di Monte Cavallo), sormontati dalla Scaglia rossa.

La porzione più orientale dell'affioramento con il Flysch di Clauzetto.

Dettaglio dell'affioramento di Scaglia rossa.

La sezione esposta nella cava. Da sinistra verso destra si riconoscono: i calcari bioclastici biancastri e massicci della Fm. del "Calcare di Monte Cavallo"; le marne rosso-mattone della formazione bacinale della Scaglia rossa con piccoli orizzonti di brecce e fenomeni di slumping verso il tetto; il Flysch di Clauzetto.

Schema semplificato dell'affioramento. CC: Fm del Calcare di Monte Cavallo (Cretacico sup.); Sc: Scaglia rossa (Paleocene sup.-Eocene inf.); F: Flysch di Clauzetto (Eocene inf.); (da Società Geologica Italiana, 2002).

tili strati marnosi di Scaglia rossa rispetto a quelli osservati in precedenza. Si segnala che questa è la chiusura della stessa piega (qui apparentemente piccola e di modesto raggio) descritta nel geosito Anticlinale di rampa del Monte Jouf, circa 4 km più a SW in sponda sinistra idrografica del Cellina al suo sbocco nell'Alta Pianura Friulana, ben più ampia in dimensioni e raggio.

Bibliografia essenziale: Ponton M., Carulli G.B., Cozzi A., Muscio G., Podda & Venturini C., 2002.

Successione lacustre di Ponte Racli

• **Ponte Racli,** Tramonti di Sotto e Meduno, Pordenone.
Ci sono affioramenti che per la loro favorevole esposizione, per la praticabilità che li caratterizza, per la completezza dei dati che contengono e, non ultimo, per la chiarezza con la quale sono esposti, diventano una sorta di paradigma didattico capace di rappresentare e rendere percepibile un processo geologico anche ai non esperti della materia. Il sito di Ponte Racli presso Meduno (PN) possiede tutte queste caratteristiche ai massimi livelli. È il migliore esempio presente in Regione, e per di più facilmente raggiungibile, capace di mostrare ciò che avviene sotto una superficie lacustre quando un invaso è riempito da un delta ghiaioso in rapido avanzamento.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** sedimentologia, geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** è osservabile dalla strada della Val Tramontina poco prima di giungere alla diga procedendo verso Tramonti. È possibile con una breve deviazione accedere facilmente alle sezioni affioranti più significative.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini e Katiuscia Discenza

Appena a monte di Navarons (frazione di Meduno) è presente una successione molto particolare formata da subordinati limi, molto compatti, e prevalenti ghiaie (conglomerati). In un intervallo di tempo imprecisato - forse collocabile nel Pleistocene, ma potrebbe trattarsi anche del Pliocene - nell'antico solco vallivo del Torrente Meduna si accumularono almeno 150 m di ghiaie (trasformate poi in conglomerati) e limi. È possibile effettuare un dettagliato esame del deposito lungo una eccezionale parete scavata da una profonda incisione.

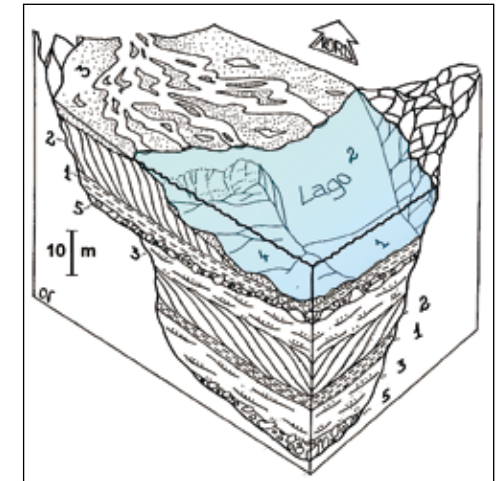
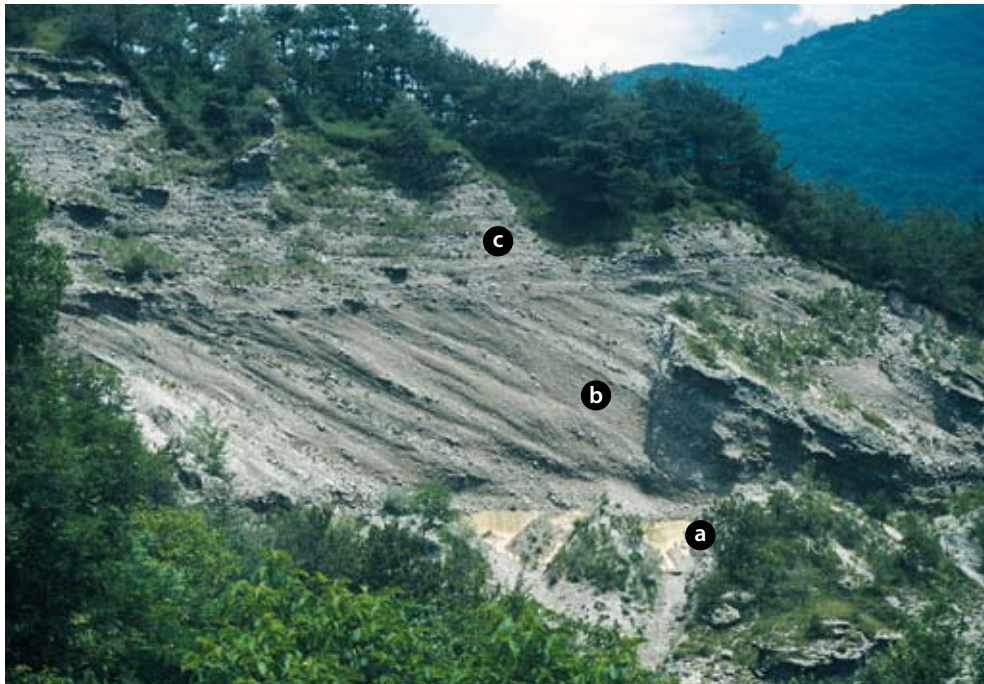
La successione esposta in parete (e percorribile con una buona dose di perizia) inizia alla base con limi molto compatti e sabbie limose, in livelli da millimetrici a centimetrici. Sono sedimenti che in origine si depositavano sul fondale di un lago. Ad essi si sovrappongono banchi conglomeratici inclinati 30°-35°, con ciottoli che hanno taglie modali comprese tra 3 e 8 cm. Sono i depositi di un delta che avanzava progressivamente verso il centro del lago con i propri caratteristici apporti "clinostratificati", ossia formati da strati già inclinati all'origine. Questi sono a loro volta coperti da altri conglomerati, questa volta organizzati in strati orizzontali. Chiudono la sequenza e testimoniano la trasformazione dell'ambiente da deltizio a fluviale. Mentre il delta avanzava si spostava anche la linea di riva e, congiuntamente, la retrostante piana torrentizia. Quando il lago è stato colmato dalle ghiaie nella valle è tornato a scorrere il Torrente Meduna.

La sequenza descritta nel sito di Ponte Racli si ripete almeno quattro volte sulla verticale, con spessori variabili ma significati ambientali identici: fondolago-delta-fiume, e poi di nuovo fondolago-delta-fiume, per altre tre volte almeno.

La ragione va cercata nella formazione di occasionali ostacoli che interrompevano periodicamente i deflussi del Torrente Meduna dando vita, ogni volta, ad un nuovo invaso lacustre. In tempi abbastanza brevi (forse un secolo o poco

L'affioramento di Ponte Racli visto dalla strada che giunge da Navarons. Sullo sfondo si stagliano le Prealpi Clautane con il Monte Dosaip.

Dettaglio dell'immagine a sinistra: l'erosione ha messo in rilievo i livelli deformati, adesso "aggettanti", di conglomerati fluviali cementati.

Particolare dei limi lacustri. Si notano contorsioni dei pacchetti di lamine ma anche piccole faglie che li spezzano e spostano.

La ricostruzione suggerisce l'aspetto del settore di Ponte Racli durante la ripetuta formazione degli invasi lacustri. L'età del deposito resta imprecisata (Pleistocene? Pliocene?). Legenda: 1) Limi di fondo lago; 2) Ghiaie deltizie subacquee, clinostratificate (formatesi inclinate all'origine); 3) Ghiaie torrentizie di ambiente alluvionale; 4) Strati contorti connessi a locali cedimenti gravitativi subacquei; 5) Livello a blocchi (parecchi metri l'uno) interpretato dubitativamente come morena frontale.

La successione di Ponte Racli arrivando dal paese di Navarons, lungo la sponda sinistra del Torrente Meduna: l'affioramento, appena a valle della diga, è formato da limi gialli lacustri (a), da ghiaie inclinate deltizie (b) e da ghiaie orizzontali fluviali (c).

più) l'avanzata dei depositi deltizi colmava l'invaso e la zona si trasformava di nuovo in fondovalle fluviale.

I banchi conglomeratici inclinati (clinostratificati) rappresentano dunque, nel loro insieme, un delta lacustre che avanzava. La direzione verso la quale inclinano i banchi corrisponde a quella di originario avanzamento del delta (verso SSE). Inoltre, valutando lo spessore dei singoli insiemi di banchi deltizi si può risalire alla profondità dei rispettivi invasi.

Nel caso del delta visibile nella sezione più appariscente di Ponte Racli, il corrispondente lago era profondo non più di 9 m, ma si allungava verso Nord per almeno 5 km. Lo si ricava dalla distribuzione complessiva di questo tipo di depositi nel tratto a monte della diga del Lago (attuale!) di Tramonti.

Al giorno d'oggi il nucleo di Ponte Racli, con i suoi 150 m di ghiaie (conglomerati) e limi, rappresenta il più consistente residuo dell'antico deposito plio-pleistocenico (?) della Val Meduna. Le erosioni fluviali quaternarie hanno re-inciso il fondovalle asportando gran parte dell'antico deposito lacustre-deltizio-fluviale.

La fortuna di questo sito sta nella direzione scelta dall'ultima erosione fluviale, quella di età quaternaria recente. In prossimità dell'attuale sezione di imposta della diga di Tramonti, l'incisione fluviale si è avvicinata al versante vallivo approfondendosi nel substrato roccioso calcareo e preservando, in tal modo, la successione di Ponte Racli. Un volume ristretto e limitato di depositi che è rimasto a testimoniare l'evoluzione dell'intero tratto vallivo ed è diventato il patrimonio di questo sito.

La bancata di conglomerati fluviali cementati che affiora fra i due modesti rilievi in destra diga, mette in evidenza una piega sinclinale lievemente asimmetrica che interessa la porzione orientale della successione lacustre.

La piega è il probabile risultato dell'adattamento dei depositi (originariamente sub-orizzontali) alle spinte compressive connesse ai movimenti della Linea Barcis-Staro Selo presente appena a monte del sito (v. geosito Linea Barcis-Staro Selo: gola del Torrente Susaibes).

Si tratta di uno dei più bei esempi di tettonica recente del settore alpino italiano.

Bibliografia essenziale: Carraro F. & Polino R., 1976; Cavallin A. & Martinis B., 1980; Ponton M., Cozzi A., Muscio G., Podda F. & Venturini C., 2002; Venturini C., 1986b; Venturini C. & Discenza K., in prep.

Alveo epigenetico di La Clevata

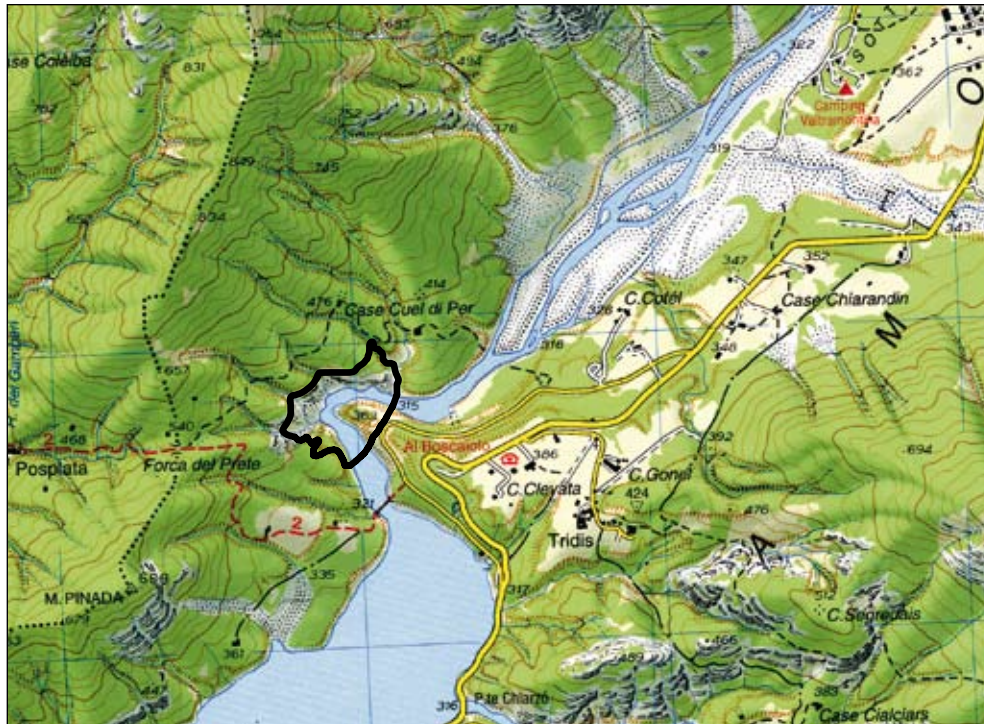
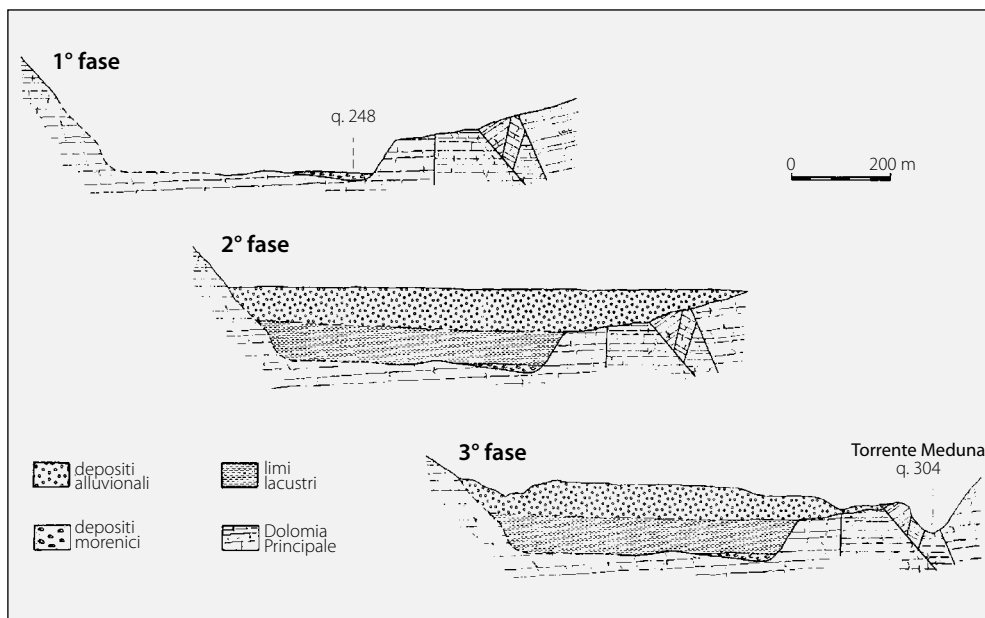
• **La Clevata**, Tramonti di Sotto, Pordenone.
Il Torrente Meduna, in località La Clevata, scava nelle dolomie un alveo recente (epigenetico) a fianco di un alveo più antico sepolto da depositi fluvioglaciali. Non sono frequenti casi di alveo epigenetico così evidenti: queste morfologie sono testimonianza dell'alternanza nel tempo di processi glaciali e processi fluviali.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia.
• **Accessibilità:** è raggiungibile a piedi con una breve, ma disagevole, deviazione dalla strada Meduno-Tramonti in località La Clevata.

DESCRIZIONE

A cura di Franco Cucchi, Billy Figus e Furio Finocchiaro

Il geosito, ubicato a monte del lago artificiale di Redona (o Lago di Tramonti) ed alcuni chilometri a valle dell'abitato di Tramonti di Sotto, è caratterizzato dalla presenza di un evidente sperone in Dolomia Principale intensamente tettonizzato, denominato La Clevata, che il Torrente Meduna scava formando un'ansa e restringendo il proprio alveo.

Sondaggi geognostici eseguiti lungo lo sperone negli anni '50, e alcuni limitati affioramenti di limi fluvio-glaciali affioranti a monte e a valle della forra, consentono di ricostruire l'evoluzione geomorfologica recente della zona. Si riconoscono tre fasi principali:

1) Escavazione glaciale del substrato roccioso (Dolomia Principale) riconducibile alla fase finale dell'ultima glaciazione (tardo Würm). Al di sopra del substrato dolomitico si rinviene un deposito discontinuo ciottoloso a matrice limosa, probabilmente corrispondente ad un lembo morenico.
2) Riempimento del solco glaciale, inizialmente attraverso depositi limosi tipicamente lacustri e successivamente con depositi alluvionali ghiaiosi-sabbiosi, questi ultimi rilasciati dal Meduna nella fase finale di interramento (serie lacustro-alluvionale). Il riempimento si può spiegare ipotizzando la presenza, a valle, di uno sbarramento naturale (una frana oppure una morena terminale) che determinò, a monte, la formazione di un bacino lacustre. La presenza di depositi limosi lacustri su tutto il versante che delimita in destra l'attuale lago di Redona (v. geosito Successione lacustre di Ponte Racli), fa supporre che lo sbarramento si trovasse alcuni chilometri a valle.
3) Fase erosiva (tutt'ora in corso) del deposito lacustro-alluvionale e del sottostante substrato roccioso in destra valliva, culminata con l'escavazione di un nuovo alveo fluviale. All'inizio della fase di erosione, il Torrente Meduna si trovava spostato lateralmente sulla destra rispetto

L'estremità settentrionale del Lago di Tramonti. Al centro i limi fluvio-glaciali (v. geosito Depositi lacustri di Ponte Racli), a destra lo sperone di La Clevata.

Schema che illustra la formazione dell'alveo epigenetico (da Venzo, Ulcigrai & Cucchi, 1985).

L'alveo attuale del torrente Meduna e la stretta di La Clevata, visti da Nord.

Un particolare dello sbarramento artificiale che regolarizza, in corrispondenza di La Clevata, il livello delle acque del Lago di Tramonti.

all'antico solco glaciale e in quella posizione iniziò la sua nuova incisione. Un alveo fluviale così generato viene definito epigenetico.

Entrambi i versanti interni all'ansa del Torrente Meduna sono formati da dolomie appartenenti alla formazione triassica della Dolomia Principale. Gli affioramenti, intensamente cataclasati in conseguenza della forte tettonizzazione, godono di un'ottima continuità in destra orografica, mentre in sinistra sono localmente ricoperti da detrito di falda. Sulla sinistra, in particolare, si sviluppa la parte occidentale del dosso di La Clevata la cui sommità, così come il restante versante idrografico, è ricoperta da depositi alluvionali sciolti quaternari (depositi alluvionali, depositi lacustri, coni di deiezione, detrito di falda).

Il deposito alluvionale lacustre affiora alla base del versante settentrionale e meridionale del dosso. Si presenta compatto e caratterizzato da limi giallastri più o meno argillosi con sottili intercalazioni sabbiose e sabbie limose talvolta debolmente ghiaiose. Come risulta da alcuni sondaggi eseguiti sulla dorsale di La Clevata, il suo spessore massimo è intorno ai 70 m. Il deposito è coperto da alluvioni grossolane prevalentemente ghiaiose, in cui abbondano gli elementi carbonatici.

Le alluvioni di fondovalle nell'alveo epigenetico avevano, nel 1954, lo spessore di circa 7 m.

Tale spessore è oggi aumentato in conseguenza dell'alluvionamento retrogrado associato alla creazione del lago artificiale: il livello delle acque, infatti, lambisce la parte più meridionale della stretta durante i periodi di massimo invaso.

Bibliografia essenziale: Venzo G.A., Ulcigrai F., & Cucchi F., 1975.

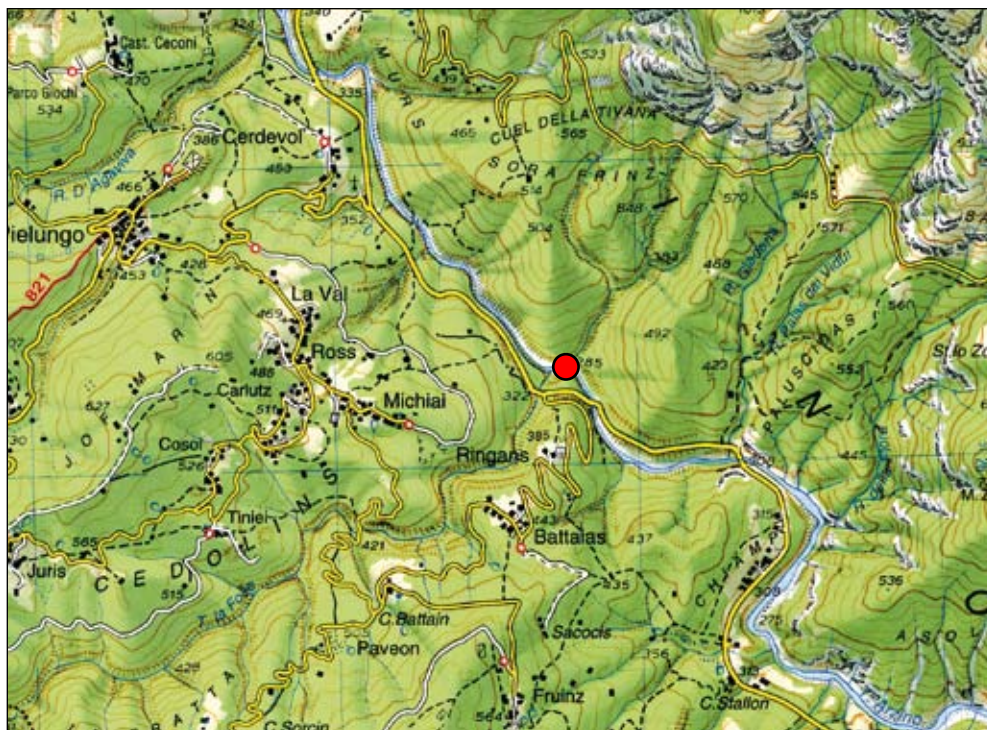
Olistoliti di Ringans

• **Ringans**, Vito d'Asio, Pordenone.

In uno spettacolare scenario cromatico blocchi di bianco calcare del Cretacico superiore emergono, o sono inglobati quali olistoliti, dalle marne rosso mattone della Scaglia rossa paleocenica messa in luce dall'erosione operata dalle limpide acque del Torrente Arzino. Esse, nel calcare, hanno provocato evidenti marmitte di erosione nonché forme carsiche di vario genere.

• **Grado d'interesse:** regionale.

• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, geomorfologia, idrogeologia

• **Accessibilità:** il geosito si trova nell'alveo del Torrente Arzino, in corrispondenza della confluenza del Torrente la Foce. É facilmente raggiungibile a piedi (scaletta a fianco del ponte sul Torrente la Foce, attenzione alle gelate invernali) in quanto posto a breve distanza dalla strada provinciale che risale la valle.

DESCRIZIONE

A cura di Giovanni Battista Carulli

Nel Cretacico sup. (Senoniano) il locale margine della piattaforma carbonatica del Calcare di Monte Cavallo, probabilmente qui emersa, era particolarmente instabile. Da esso, interessato da locali faglie dirette e dall'attività sismica di allora, cadevano nell'adiacente bacino di deposizione della Scaglia rossa (Paleocene sup.) porzioni di calcare biancastro di varie dimensioni (olistoliti), dai grossi blocchi (anche diversi metri cubi) ai frammenti di raggio centimetrico.

Essi sono così rimasti inglobati entro le marne paleoceniche di colore rosso mattone, non ancora diagenizzate, subendo però un discreto trasporto nel bacino com'è documentato dalla forma arrotondata specie dei clasti minori. La successiva erosione operata dalle acque ha asportato parte delle più erodibili marne rossastre che inglobavano i blocchi calcarei che ora, in alcuni punti, paiono poggiare su di esse mentre un tempo ne erano avvolti. Il fenomeno originario è più evidente osservando i clasti calcarei più piccoli che l'erosione non ha ancora isolato dalla rossa matrice marnosa che li ingloba.

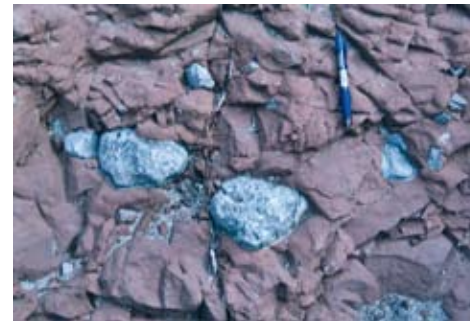
Al di là della presenza degli olistoliti in più punti è perfettamente riconoscibile il netto contatto stratigrafico della Scaglia rossa che poggia sui calcari. L'erosione operata dall'intensa attività torrentizia delle acque del Torrente Arzino ha provocato nei calcari delle splendide marmitte di erosione. Da notare ancora sulle superfici di essi belle forme di dissoluzione carsica, specie a vaschetta.

Spintisi (con estrema attenzione!) per poche decine di metri fino al limite della forra più a valle, alcune evidenti sezioni di Rudiste nei calcari lisciviati dalle acque denunciano inequivocabilmente la loro età Cretacico sup. Ritornati sui propri passi la bellezza del geosito è completata, a monte, dalla cascata prodotta dalle acque del Torrente Arzino.

Infine, nel ritornare sulla strada provinciale, ci si soffermi, sulla sinistra, ad osservare uno splendi-

Nell'alveo del Torrente Arzino affiorano i calcari cretacici: al tetto della formazione sono presenti le brecce di passaggio con la Scaglia rossa.

Il contrasto cromatico fra i bianchi calcari di piattaforma (al centro e sulla sinistra), le rosse marne bacinali e le limpide acque del Torrente Arzino.

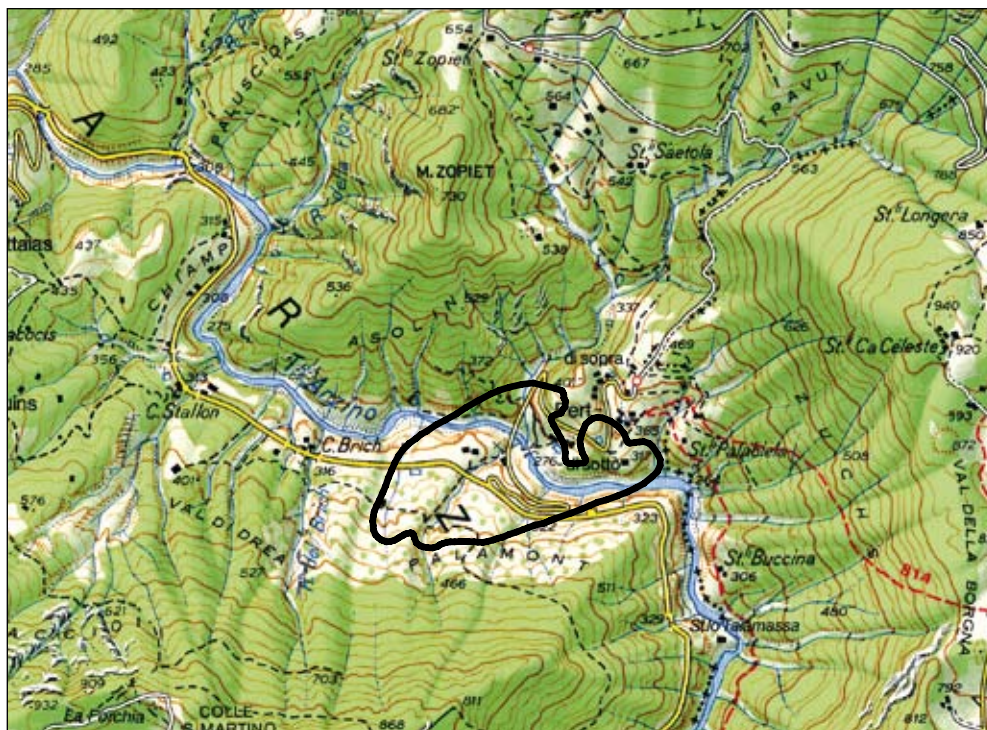
Evidenza della paleosuperficie di discordanza fra Calcare di Monte Cavallo e Scaglia rossa.

Clasti calcarei inglobati nella marna rossa.

Piano di faglia che porta i calcari cretacici a sormontare la Scaglia: è evidente la breccia di frizione.

do piano di faglia sub orizzontale, perfettamente levigato, che ha portato i calcari cretacici a sormontare la Scaglia rossa paleocenica. In alcuni punti è presente anche la potente breccia tettonica di frizione costituita da clasti spigolosi di calcare.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., Cozzi A., Longo Salvador G., Pernarcic E., Podda F., Ponton M., 2000; Carulli G.B., Fanzutti G.P., Muscio G., Ponton M., Vaia F., Venturini C. & Zanferrari A. (a cura di), 2002.

Finestra tettonica di Pert

• **Pert**, Forgaria nel Friuli, Udine.
Sul fondo dell'incisione del tratto intermedio della Forra del Torrente Arzino, presso l'abitato di Pert, è ben evidenziato un esempio di finestra tettonica (dimensioni di circa 500x600 m) caratterizzata da un doppio piano di sovrascorrimento con Dolomia Principale che scorre al di sopra di calcari cretacici che a loro volta scorrono sul Flysch eocenico.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia strutturale, geologia stratigrafica, geomorfologia.
• **Accessibilità:** il geosito è facilmente raggiungibile perché è attraversato dalla strada provinciale della Val d'Arzino che da Pinzano conduce a Sella Chianzutan e, volendo, a Preone. È visibile in particolar modo lungo l'alveo del Torrente Arzino in corrispondenza del ponte della stradina che conduce al paese di Pert.

DESCRIZIONE
A cura di Maurizio Ponton

L'incisione molto profonda del Torrente Arzino crea una sezione geologica naturale attraverso l'unità strutturale Monte Prat-Monte Pala che è scivolata lungo un piano di scorrimento orizzontale.

Presso Pert l'erosione mette in evidenza il Flysch eocenico che poggia stratigraficamente sulla Scaglia rossa ypresiana (Eocene inf.). Una scaglia tettonica, potente alcune decine di metri, di calcari di piattaforma del Cretacico inf. poggia sul Flysch e tutto attorno incombe la Dolomia Principale del Norico che copre il tutto tettonicamente. Si è creata così quella che viene definita una "finestra tettonica".

Degne di nota le mesostrutture (pieghe e faglie a scala metrica) entro il Flysch e la Scaglia, che indicano due fasi deformative sovrapposte: quella mesoalpina (eocenica) e quella neoalpina (miocenico-pliocenica).

Il calcare cretacico e ancor più la dolomia, più rigidi o meglio più fragili, si presentano estremamente fratturati fino a costituire una roccia di faglia o una cataclasite (v. geosito Linea Barcis-Staro Selo: Monti Dagn e Cecon).

Bibliografia essenziale: Feruglio E., 1925b; Rossi D., Masetti D. & Mantovani F., 1988; Carulli G.B., Fanzutti G.P., Muscio G., Ponton M., Vaia F., Venturini C. & Zanferrari A., 2002.

La dolomia cataclasata che rappresenta il tetto della finestra tettonica.

Alveo del Torrente Arzino: da sinistra a destra si riconoscono i calcari cretacei, la Scaglia rossa e il Flysch tettonizzati che rappresentano il nucleo della finestra tettonica.

Forra del Torrente Cosa e Grotte di Pradis

• **Gerchia, Pradis di Sotto,** Clauzetto e Castelnovo del Friuli, Pordenone.
È una delle più belle forre della Regione, scavata nei calcari cretacici, con forme di erosione e di carsismo. La conformazione del terreno di origine carsica e l'azione corrosiva dell'acqua portata dal Torrente Cosa hanno prodotto nel comune di Clauzetto (Pordenone) una spettacolare rappresentazione naturale, che vede nelle Grotte di Pradis motivo di ulteriore attrattiva. Si tratta di alcune brevi gallerie carsiche, una delle quali è ancora attiva e rappresenta un punto di assorbimento delle acque del Cosa durante le piene.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** idrogeologia, geomorfologia, carsismo.
• **Accessibilità:** tramite un agevole sentiero attrezzato è possibile visitare la forra, lungo la quale si aprono le Grotte di Pradis, anch'esse turistiche.

DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi, Furio Finocchiaro e Barbara Grillo

La forra è intagliata dal Torrente Cosa, a valle dell'abitato di Gerchia, nei Calcari di scogliera del Cretacico sup., altamente carsificabili.

Morfologicamente molto interessante, lunga circa 1 km, è delimitata da pareti alte anche 250-300 m. Il Cosa è un torrente che da Pradis confluisce nel Tagliamento pochi chilometri a Sud di Spilimbergo. Tra le numerose forre del Friuli quella del Cosa è una delle poche attrezzate e facili da visitare.

L'area di Pradis, Gerchia, Fornez, nota a tutti gli speleologi della Regione già a partire dagli anni '50, è soggetta ad intensa carsificazione con doline, campi solcati, numerose grotte anche di grande estensione e l'imponente forra, il cui bacino di alimentazione, per inciso, è in gran parte in flysch.

Lungo la forra si apre l'ampia caverna, conosciuta con il nome di Grotte Verdi di Pradis (8/116FR) attrezzata per la visita. Essendo una grotta turistica, la discesa avviene a pagamento lungo una serie di scale in cemento che conducono fino al fondo, dove scorre il Torrente Cosa. Una serie di passerelle conducono verso Sud, dove si può osservare dall'alto l'approfondimento della forra. Lungo le pareti sono evidenti le morfologie tipiche dell'erosione fluviale. In alveo, interessato da piccole cascate e marmitte, si aprono inoltre altre cavità a galleria, facilmente visitabili finché arriva la luce del giorno.

Bibliografia essenziale: Cucchi F. & Finocchiaro F., 1981; Rossi D., Masetti D. & Mantovani F., 1988.

L'incisione del Torrente Cosa nella formazione calcarea cretacica.

Un tratto del percorso turistico attrezzato realizzato nella forra.

Successione deltizio-lacustre miocenica presso Oltrerugo

• **Oltrerugo**, Castelnovo nel Friuli, Pordenone.
Tra i dati registrati nell'"archivio di pietra" (le successioni rocciose) un ruolo di primo piano spetta alle evidenze cosiddette sedimentologiche. Sono rappresentate dal tipo di stratificazione e laminazione del sedimento, dalle geometrie che formano i vari pacchi di strati, dalle dimensioni dei loro costituenti (ciottoli, sabbie, fanghi, …), e così via. Questo sito particolare, in destra Tagliamento, esemplifica tutto questo con particolare efficacia. Lo fa proponendosi come testimonianza, chiara anche ai non esperti, di un ambiente deltizio-lagunare che, circa 10 milioni di anni fa (Miocene sup., Tortoniano), fissava la fascia costiera adriatica all'altezza degli attuali rilievi pedemontani carnici, a quel tempo non ancora compiutamente formati.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** sedimentologia, geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** è facilmente raggiungibile in quanto il geosito corrisponde ad una parete rocciosa, priva di vegetazione, sezionata dalla viabilità comunale che sale parallelamente al Rio Oltrerugo.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini e Mattia Matarazzo

In destra Tagliamento, qualche chilometro ad Ovest di Pinzano, si sviluppa un agglomerato di piccole borgate e abitazioni sparse, distribuite su un territorio di quasi 10 km^2 e riunite sotto il toponimo di Castelnovo del Friuli. L'intera zona è caratterizzata da un substrato argilloso-marnoso e sabbioso - alternato a più rari livelli conglomeratici - che l'erosione ha modellato dando forma a una fitta rete di solchi torrentizi.

La ragione delle profonde incisioni è dovuta alla elevata erodibilità della successione sedimentaria, in gran parte ancora non cementata, e nel sollevamento tettonico, presumibilmente rapido, attivo negli ultimi milioni d'anni. È proprio in uno dei numerosi solchi torrentizi della zona, lungo la sponda destra del Rio Oltrerugo, che si estende la successione del sito, di età miocenica sup. (Tortoniano, circa 10 milioni di anni fa).

La significativa successione dei tipi di roccia (e sedimento) di questo peculiare sito può essere così sinteticamente descritta: una potente lente di conglomerati (originario deposito ghiaioso) compresa tra sabbie, alla base, e limi al tetto. Una sorta di *sandwich*, dove i conglomerati stanno al centro.

Il primo oggetto di osservazione è proprio la porzione inferiore, la prima ad essersi deposta. È formata da quasi 5 m di sabbie i cui granuli, guardati con una semplice lente, si rivelano i frammenti di antiche rocce, erosi e poi depositati dalle acque di superficie. La composizione dei granuli sabbiosi è quasi esclusivamente carbonatica. Significa che derivano dallo smantellamento di antichi massicci calcarei e dolomitici.

Le sabbie depositate a Oltrerugo erano i primi prodotti dello smantellamento dei neonati rilievi prealpini carnici, naturalmente ancora modesti rispetto agli attuali. Sotto forma di granuli, ma anche di fanghi e di ghiaie, i prodotti dell'erosione erano trasportati verso meridione da torrenti e fiumi che, intorno a 10 milioni di anni fa, li abbandonavano nelle zone pianeggianti, lì dove

Così si presentano le rocce di questo sito. Una successione di depositi ora più grossolani ora più fini, distribuiti senza una logica apparente. Quello che colpisce sono solo le leggere differenze di colore tra una fascia e l'altra e il loro vario grado di erosione.

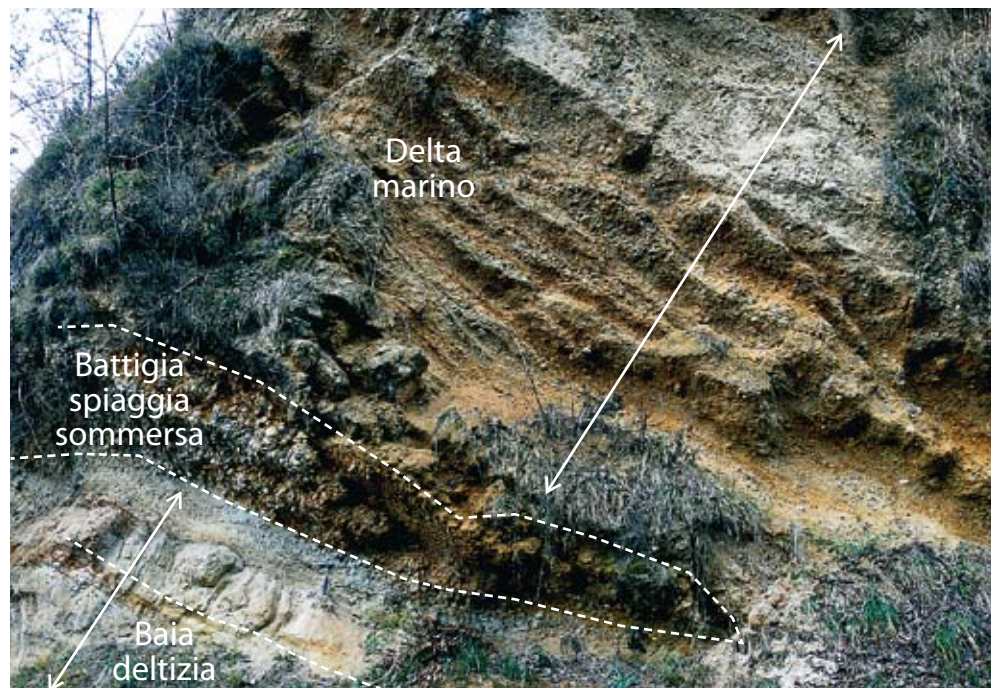
le deformazioni alpine non si erano ancora propagate.

A una più attenta osservazione non sfugge la presenza, tra le sabbie, di sottili intercalazioni brune, spesse da un millimetro a mezzo centimetro. Ognuna è formata da argilla alla quale si aggiunge una miriade di frammenti vegetali, tanto numerosi quanto infinitesimi. Simili accumuli sono il prodotto della macerazione di resti di tronchi e fronde portati verso mare da fiumi in piena e poi spiaggiati nelle acque basse, quasi stagnanti, delle baie deltizie. Sabbie e argille erano dunque abbandonate in una tranquilla baia deltizia dove si accumulava periodicamente anche dello sfasciume vegetale.

Sopra alle sabbie inizia improvvisamente, con un contatto netto, il livello di conglomerati (circa 10 m di spessore). Osserviamolo attentamente. Non sfuggirà la presenza, proprio alla base, di una modesta - ma significativa! - lente di conglomerato (mezzo metro) molto diversa dal restante deposito. Quali sono le differenze? Innanzitutto è più grossolano, poi è anche "ben cernito", in altre parole non ha sabbia tra i ciottoli, è cioè "ben lavato". Questo può solo significare che nel luogo dove si depositava c'era un'energia capace di ripulire il sedimento dalle particelle più fini. Questo accade solitamente nei depositi di battigia o di spiaggia appena sommersa. L'accumulo di questa esigua lente di conglomerato (originarie ghiaie) in questo punto della successione testimonia due fatti: a) lateralmente a questa zona i fiumi, con i loro delta, portavano ghiaie direttamente in mare; b) il livello del mare si stava progressivamente alzando, solo così il deposito avrebbe potuto essere abbandonato lì dove ora lo vediamo, sopra le sabbie di baia deltizia.

Quest'interpretazione è confermata da quello che accadde più tardi, puntualmente registrato nella successione rocciosa. Questa volta sono i restanti conglomerati a fornirci la risposta. Sono tutti strati che si formavano inclinati all'origine (clinostratificati). Inoltre se dal più antico (quello appoggiato al deposito di spiaggia) salite con lo sguardo verso i più recenti (alla sommità del cocuzzolo) potete notare che la dimensione dei ciottoli aumenta progressivamente. Entrambi questi caratteri sono tipici di un delta che avanza in acque tranquille spostando in avanti la propria linea di riva.

Ci resta solo la possibilità di capire cosa accadde in seguito. Basta salire il retro del cocuzzolo per accorgersi che i conglomerati deltizi improvvisamente finiscono e sono coperti da un elevato spessore di limi e sabbie. Al loro interno non è raro trovare esemplari di *Ostrea crassissima*, tipici molluschi dei fondali lagunari. Il territorio si era trasformato in una tranquilla laguna a esclusiva sedimentazione fine. Quasi certamente con la complicità di un nuovo, rapido, quanto limitato sollevamento (pochi metri) del livello marino.

Ostrea crassissima, *un mollusco bivalve comune nel Miocene delle Prealpi Carniche (lunghezza circa 20 cm).*

Con un paio di scritte che facilitano la lettura anche le piccole differenze si fanno facilmente percepibili. Così come il loro significato, capace di riportarci indietro nel tempo e farci "vedere" in diretta l'ambiente di 10 milioni di anni fa e i suoi rapidi cambiamenti.

Particolare dell'immagine sulla sinistra che evidenzia il contatto tra i depositi fini di baia deltizia e quelli di spiaggia ghiaiosa.

Ricapitolando, il sito di Oltrerugo, attraverso i suoi sedimenti e rocce, racconta di un iniziale ambiente di baia deltizia che in seguito è stato sommerso dal sollevamento del mare. Mare che, all'inizio del proprio innalzamento, ha raccolto e accumulato un esiguo spessore di ghiaie abbandonandole lungo la locale spiaggia.

Quando di lì a poco il livello marino si è stabilizzato, gli apporti fluviali hanno costruito un delta che nel tempo ha preso ad avanzare muovendosi verso la zona di Oltrerugo. Nel sito è visibile l'accumulo ghiaioso-sabbioso "clinostratificato" di uno dei suoi rami deltizi. È possibile persino stimare di quanti metri il livello marino si sia alzato. Basta misurare l'altezza dei depositi inclinati del delta: una decina di metri.

Data la provenienza degli apporti deltizi dai quadranti occidentali (le ghiaie inclinano verso Est) il corso fluviale che alimentava il delta di Oltrerugo doveva essere quello del paleo-Torrente Meduna. Il suo solco vallivo nel Miocene medio-sup. cominciava a farsi evidente grazie al sollevamento delle Prealpi Carniche e al conseguente approfondimento dell'incisione fluviale.

Bibliografia essenziale: Rossi D., Masetti D. & Mantovani F., 1988; Venturini C., in stampa.

Conglomerati miocenici del Torrente Pontaiba

• **Colle, Manazzons**, Pinzano al Tagliamento e Forgaria nel Friuli, Udine.
Lungo il corso del Torrente Pontaiba si possono osservare estesamente affioramenti di conglomerati e arenarie di ambiente deltizio del Miocene sup. piegati ad ampia sinclinale di cui si osservano in particolare i fianchi verticalizzati. Questi litotipi rappresentano i termini di chiusura del bacino sedimentario Miocenico, al passaggio con successive serie di conglomerati francamente continentali messiniani (facies del Pontico).

• **Grado d'interesse:** regionale.

• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, geomorfologia, geologia strutturale.

• **Accessibilità:** il geosito ha più punti di osservazione ed è di facile accesso, in quanto adiacente alla strada provinciale della Val d'Arzino, in riva destra del Torrente Pontaiba.

DESCRIZIONE

A cura di Giovanni Paolo Fanzutti e Maurizio Ponton

Nell'alveo del Torrente Pontaiba, tra l'abitato di Colle e la zona di Manazzons, affiorano per qualche centinaio di metri i termini medio-superiori dei terreni miocenici risalenti al Tortoniano-Messiniano inf., coinvolti in una piega completa (sinclinale-anticlinale) estesa a Sud del fronte di sovrascorrimento dell'unità carbonatica Monte Prat-Monte Pala.

Il geosito è adiacente alla strada provinciale della Val d'Arzino, in riva destra del Torrente Pontaiba, affluente del Fiume Tagliamento, un paio di chilometri a N di Pinzano (v. geosito Stretta di Pinzano e conglomerati miocenici).

Immediatamente a NE di Manazzons, lungo la strada per borgo Celante, si incontrano una serie di banchi plurimetrici di conglomerati poligenici verticalizzati molto evidenti, alternati con orizzonti di arenarie, siltiti e argilliti di simile potenza poco cementati, più erodibili; fanno parte della base del Conglomerato del Montello. Il Torrente Pontaiba li taglia ortogonalmente dando luogo ad una serie di suggestive cascate alte alcuni di metri e di vasche profonde.

Proseguendo verso Sud, in corrispondenza del bivio per Manazzons, un fronte di cava dismessa (ampio circa 150-200 alto circa 20 m) mette in luce corpi di conglomerati scarsamente cementati a stratificazione lentiforme, con clasti centimetrici ben arrotondati, carbonatici e arenacei, ma con una sensibile quota di clasti quarzosi o selciferi. Si possono notare sui clasti carbonatici più grossolani impronte di presso-dissoluzione causate dalla compenetrazione dei clasti fra loro in condizione di forti pressioni tettoniche.

La facies sedimentaria, della parte superiore del Conglomerato del Montello, conserva resti di faune a molluschi litorali, tra cui spicca *Ostrea crassissima*, frammiste a resti vegetali lignitificati continentali (tra cui coni di *Pinus*) fluitati a mare.

Poche centinaia di metri più a Sud la valle del Pontaiba si restringe di molto ed espone nuovamente una successione di banchi sub-verticali

Banchi di conglomerati poligenici alternati ad orizzonti di arenarie, siltiti e argilliti; la successione rappresenta la base del Conglomerato del Montello.

Dettaglio del passaggio ai livelli di arenarie, siltiti e argilliti (base del Conglomerato del Montello). Si tratta di livelli poco cementati e quindi più erodibili.

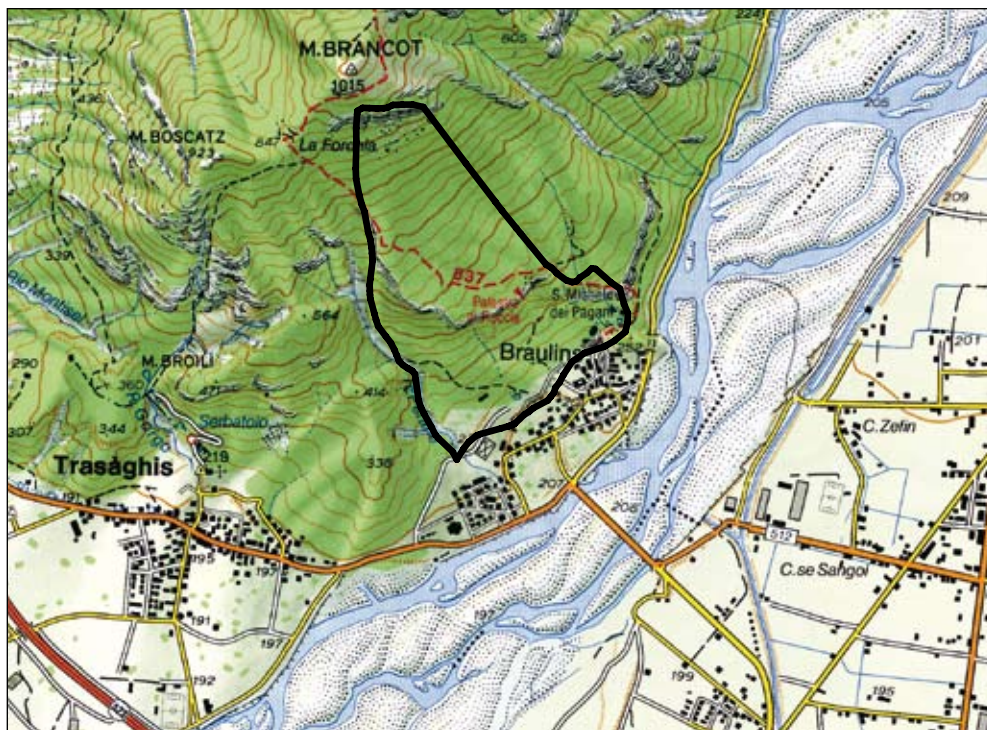
di conglomerato poligenico. Ne risulta una successione di bancate di conglomerati risaltati per la notevole erosione differenziale dei termini più fini ed erodibili e per l'alto angolo di immersione, morfologicamente simili agli affioramenti di Manazzons. Essi infatti sono la stessa unità che si ripete nel fianco Sud della sinclinale che interessa la serie molassica.

L'erosione delle strette risulta accelerata in tempi recenti (post-wurmiano) in seguito all'approfondimento dell'alveo del Tagliamento presso Pinzano, circa 1 km a valle del sito, e il conseguente abbassamento del livello di base dei suoi due affluenti di destra: Arzino e Pontaiba.

Bibliografia essenziale: Feruglio E., 1925b; Martinis B. (a cura di), 1977; Rossi D., Masetti D. & Mantovani F., 1988; Zanferrari A., Avigliano R., Grandesso P., Monegato G., Paiero G., Poli M. E., Stefani C., 2008.

Incisione del Torrente Pontaiba presso Manazzons: la piccola forra è scavata nelle bancate del Conglomerato del Montello di età miocenica.

Frana di Braulins

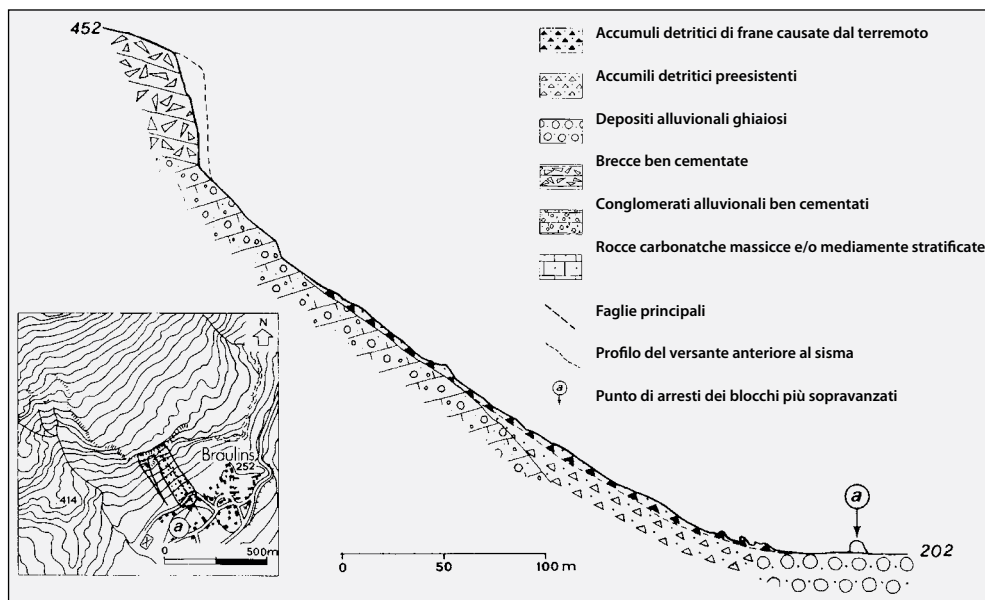
• **Braulins**, Trasaghis, Udine.
Durante il terremoto del 1976, ed in parte anche durante i successivi sciami sismici, si verificarono numerose frane che purtroppo spesso interessarono strade ed abitati, causando danni ed alcune vittime. Si è scelta la frana staccatasi dalle pendici soprastanti l'abitato di Braulins, consistente in numerosi blocchi di dimensioni anche notevoli, alcuni dei quali danneggiarono le abitazioni addossate al versante, come simbolo geologico del tragico evento che colpì il Friuli (le vittime furono 989, l'area colpita fu di 5.720 km^2, i senzatetto furono circa 45.000 su una popolazione coinvolta di più di 600.000 persone). Inoltre, i conglomerati da cui si sono staccati i blocchi hanno particolare significato stratigrafico e paleoambientale.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geologia stratigrafica, geologia ambientale.
• **Accessibilità:** Per raggiungere la nicchia di frana e la zona dei conglomerati si può risalire il sentiero CAI n. 837, mentre una buona visione panoramica è possibile da gran parte della valle del Tagliamento tra Gemona e Ospedaletto.

DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi, Katiuscia Discenza e Corrado Venturini

Il 9 maggio 1976 dalle pendici sud-orientali del Monte Brancot una frana stimata in 25.000 m^3 si abbatté sull'abitato di Braulins, posto al piede del versante. Il distacco avvenne da una ripida parete costituita da conglomerati fratturati. Grossi massi franati avanzarono oltre la rottura di pendenza al piede del versante rotolando per una trentina metri; alcuni di essi investirono gli edifici, talora distruggendoli totalmente. Le modalità del distacco suggerirono che il principale fattore predisponente il crollo fosse stata la presenza di fratture di rilassamento conseguenti al ritiro del ghiacciaio wurmiano, e non tanto la presenza di sistemi di faglie sub-verticali di direzione NW-SE e NNE-SSW, legate a tettonica plio-pleistocenica.

Il fenomeno franoso ha interessato una superficie di circa 33.000 m^2; il dislivello tra il coronamento della nicchia e il masso più sopravanzato è stato di 240 m, mentre fino all'apice dell'accumulo è stato di 55 m. Il masso di dimensioni maggiori, di forma sub-cubica con volume di circa 230 m^3 e dimensioni di 6,5x6x6 m, rotolò per 33 m lungo il tratto pianeggiante alla base del versante. La pendenza della parete nella zona del distacco è di 75°, mentre tra l'apice della zona di accumulo e il piede la pendenza media è di 29°. La lunghezza totale del versante superava di poco i 400 m.

Prima del sisma si erano verificati crolli di singoli volumi rocciosi che avevano portato alla realizzazione di barriere metalliche paramassi a difesa dell'abitato. Tali opere furono distrutte dalla frana del 9 maggio.

La frana di Braulins verificatasi a ridosso di un centro abitato costituisce anche un caso rappresentativo, ove la ricerca di soluzioni per la messa in sicurezza degli edifici al piede ha avuto una ruolo primario. Infatti solo attraverso la progettazione e la realizzazione di un'opera passiva al piede sotto forma di un imponente rilevato/vallo paramassi, costruito anche con le macerie degli edifici distrutti, è stato possibile limitare l'area soggetta a pericolosità geostatica. Il limite del vincolo geostatico,

Una immagine della frana di Braulins, conseguenza del terremoto del 1976: grossi massi franati avanzarono oltre la rottura di pendenza al piede del versante, rotolando per una trentina metri, investendo e talora distruggendo alcuni edifici.

Profilo longitudinale lungo la parete sovrastante il paese di Braulins, interessato da una grande frana in occasione del Terremoto del 1976 (da Martinis, a cura di, 1977).

Così appare, dalla sponda opposta del Tagliamento, il sito di Braulìns. Uno scosceso cornicione roccioso sovrasta il paese; una fascia di roccia verticale, alta più di 50 m, che racchiude antichi significati geologici e al tempo stesso è capace di generare paura.

cautelativamente, è posto a valle dell'opera di difesa in quanto tiene conto dei possibili cedimenti del manufatto in caso di impatto. All'interno dell'area a monte del vallo non sono presenti edifici di civile abitazione.

La frana si è innescata lungo le ripide pareti costituite in prevalenza da conglomerati e subordinate brecce (Conglomerato di Osoppo). In origine, nel Miocene sup.-Pliocene, i conglomerati e brecce di Braulìns formavano un deposito unico e continuo con i conglomerati del vicino Colle di Osoppo (v. geosito Colle di Osoppo). La separazione nei due nuclei, oggi divisi dal corso del Tagliamento, è avvenuta ad opera del successivo alternarsi di erosioni fluviali e di esarazioni glaciali.

In effetti la successione rocciosa ripropone i caratteri di quella di Osoppo. Anche a Braulins, come ad Osoppo, oltre a potenti depositi fluviali è riconoscibile un episodio deltizio-lacustre. È formato da alcuni metri di limi (fondale lacustre) ai quali si sovrappongono ben 50 m di ghiaie deltizie (oggi conglomerati) dalla tipica stratificazione inclinata (clinostratificazione). Sono depositi che, trasportati da un fiume e abbandonati oltre la linea di riva del delta lacustre, avanzavano inclinati sott'acqua.

Il perimetro dell'ampio delta lacustre toccava Braulins, sfiorava Osoppo e raggiungeva Peonis.

Sopra Braulins, di fronte alla cappella di San Michele dei Pagani, i potenti banchi deltizi sono ben esposti e visibili in dettaglio. La loro costante inclinazione verso NE, unitamente alla litologia dei ciottoli (molti derivano dallo smantellamento di unità paleozoiche situate a Nord del parallelo di Tolmezzo), attesta che provenivano dalla direttrice Tolmezzo-Lago di Cavazzo-Trasaghis; un percorso che a quei tempi (Miocene-Pliocene) corrispondeva ancora al paleo-corso del Tagliamento.

Questo significa che nel Miocene e per tutto il successivo Pliocene (e parte del Pleistocene) Tagliamento e Fella non si univano nella zona di attuale confluenza (Stazione per la Carnia), ma più a Sud, tra Braulins e Osoppo. Questo perché nella zona di Amaro a quei tempi ancora esisteva un crinale di spartiacque che congiungeva il massiccio del Monte San Simeone-Monte Festa a quello del Monte Amariana. Solo i periodici transiti glaciali quaternari sono riusciti, si ritiene intorno a un milione di anni fa, ad abbattere il diaframma roccioso cambiando l'idrografia della zona.

Nel Pliocene inf., circa 5 milioni di anni fa, sopra ai depositi deltizi si sovrapposero circa 100 m di conglomerati orizzontali di ambiente fluviale, correlabili con i potenti conglomerati fluviali della parte superiore del Colle di Osoppo. Ma qui a Braulins troviamo anche un tipo di deposito che a Osoppo non è presente: un potente accumulo di brecce (pietrisco) ben cementate, formato da strati inclinati appoggiati al versante roccioso del Monte Brancot. Formano un classico detrito di falda, quelli che si accumulano per piccoli, costanti e ripetuti distacchi di frammenti lungo molti versanti in roccia. La sua particolarità risiede nel fatto che non è un deposito recente ma risale anch'esso al Pliocene inf. Lo si può affermare perché si indenta e in parte intercala ai depositi conglomeratici fluviali descritti.

Si può dunque riassumere l'evoluzione del settore in poche e significative tappe. Nel Mio-Pliocene a Braulins confluivano il Tagliamento (direttrice Tolmezzo-Lago di Cavazzo-Trasaghis) e il Fella (direttrice Moggio-Venzone-Gemona). Le vallate a quei tempi non superavano i 2 km di larghezza. Sarebbero stati i transiti glaciali, nel Pleistocene (ultimi 2 milioni di anni), ad allargarle. A valle della zona di confluenza un franamento dei ripidi versanti (la causa più logica) bloccò momentaneamente i deflussi.

Si generò così un lago che occupava la zona di confluenza e risaliva in parte le due vallate: fino quasi a Somplago da un lato, fino a Venzone dall'altro. Il lago fu riempito dal carico solido degli immissari: pochi limi di fondo lacustre e abbondanti ghiaie deltizie in banchi inclinati (clinostratificati). A queste ultime fecero seguito altre ghiaie, questa volta orizzontali e di ambiente fluviale. In prossimità dei versanti rocciosi della originaria valle mio-pliocenica i conglomerati fluviali si indentavano lateralmente a depositi di pietrisco (brecce di versante) rilasciato dai versanti rocciosi instabili (Monte Brancot).

Complessivamente tutti questi tipi di depositi, d'età mio-pliocenica, appartengono al Conglomerato di Osoppo. Le compressioni plioceniche e quaternarie ne hanno frammentato l'originaria successione, sviluppando faglie sub-verticali, accavallamenti e sistemi di fratture. Le erosioni glaciali e fluviali hanno dato forma a una ripida parete sotto alla quale in tempi storici si è aggregato e sviluppato l'insediamento di Braulins.

La verticalità della parete, unitamente alla fratturazione acquisita durante sollecitazioni che, con alterne vicende, perdurano da quasi 5 milioni di anni, hanno determinato l'elevato grado di pericolosità del sito, arginata e posta sotto controllo attraverso una serie di contromisure tecniche.

Bibliografia essenziale: Govi M. & Sorzana P. F. , 1977; Martinis B. (a cura di), 1977; Ordine Regionale dei Geologi FVG, 2000; Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, S.D.; Venturini C., 2003; Venturini C. & Discenza K., in stampa.

Successione miocenica in Val Tremugna

• **Cianêt, Peonis**, Trasaghis, Udine.
Nella parte superiore della Val Tremugna, situata tra i Monti Covria, Cuar e Cima Pala, si apre una piana comunemente chiamata Cianêt (canneto, in Friulano) con evidente riferimento all'esistenza di un ristagno d'acqua. Presso il sito affiora la Fm. di Val Tremugna, il cui contenuto fossilifero riveste particolare importanza.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** paleontologia, geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** seguendo la strada che conduce a Trasaghis, circa 1 km a nord di Peonis, si prende, sulla sinistra, una strada asfaltata, seppure in alcuni tratti rovinata, che conduce a Cianêt. L'ultimo tratto di strada è uno sterrato.

DESCRIZIONE
A cura di Luca Simonetto e Fabio Marco Dalla Vecchia

La geologia della zona è piuttosto varia. Circondata da calcari mesozoici, affiora un'isola di rocce terrigene più recenti, cenozoiche. Sopra il flysch dell'Eocene inferiore (Flysch del Grivò) - che costituisce la parte bassa della valle - si hanno alcuni metri di arenarie, argille e conglomerati, sormontati da potenti banchi di brecce (Brecce di Peonis, spessore 300 metri), seguite da siltiti talvolta ciottolose, intercalate ad arenarie ciottolose che rappresentano la base della Formazione della Val Tremugna, spessa, secondo Venturini & Tunis (1991), 550 metri e costituita soprattutto da arenarie e argille. Da notare che, invece, Monegato et al. (2006) considerano in toto le "molasse" della Val Tremugna come appartenenti alle Arenarie di Preplans e le datano, quindi, all'Aquitaniano.

In località Cianêt, nelle arenarie grigie della Fm. della Val Tremugna (*sensu* Venturini & Tunis, 1991), poco cementate - praticamente sabbie - con livelli di carbone, grandi agglomerati di pirite e intercalazioni di argilla, era stata aperta una cava, ancora visibile negli anni '80, che oramai è stata ricoperta completamente dal bosco. Questo scavo, come altri nella piana, era stato effettuato per l'estrazione del carbone (lignite), scoperto nel 1839, portata avanti a più riprese fino al 1920-21. La cava era stata poi utilizzata per l'estrazione di sabbia. I reperti di vertebrati provengono proprio dagli scassi a scopo estrattivo.

Di particolare interesse paleontologico nell'alta Val Tremugna sono le marne biancastre con sottili livelli di carbone e ricche di resti di piante continentali. Si trovano nella parte inferiore della Fm. della Val Tremugna (se non ancora nelle Brecce di Peonis) intercalate a strati di siltiti e arenarie bruno-giallastre e, a quanto risulta, non sono mai state segnalate in letteratura. Già note sono, invece, le abbondanti malacofaune presenti nelle arenarie grigio scuro e poco cementate, costituite per lo più da bivalvi (tra i quali *Ostrea*, *Mytilus*, *Arca*, *Cyrene, Psammobia*) e gasteropodi (*Natica*, *Turritella*, *Nassarius*, *Cerithium*). I rari resti di verte-

Le sabbie silicee poco cementate della Fm. della Val Tremugna nell'affioramento della località Cianêt: in passato erano oggetto di estrazione.

Resti di piante continentali dalle marne biancastre della Val Tremugna.

Resti di condritti: spine caudali di razze miliobatoidi e dente di squalo lamniforme.

I gasteropodi sono i fossili più diffusi nella Fm. della Val Tremugna; fra i più comuni quelli appartenenti ai generi Nassarius *(sopra) e* Cerithium *(sotto).*

brati sono praticamente un "sottoprodotto" della raccolta di invertebrati fossili.

L'ambiente di deposizione della Fm. della Val Tremugna è riferito ad un prodelta (la parte frontale, sommersa e più profonda di un apparato deltizio) nella parte basale, poi ad una piana deltizia con una commistione di acque a bassa salinità di origine fluviale e acque marine. Cristalli di gesso testimoniano anche la presenza di pozze ad elevata salinità. Sono rappresentati ambienti di laguna, palude costiera, di argine di canale e piana inondabile (quindi emersa), di piana di marea e, raramente, di spiaggia. In tale contesto resti di vertebrati marini proverrebbero probabilmente dalle barre di foce dei canali e dai *washover fans*.

Fra i vertebrati sono presenti denti di condritti batoidei (Miliobatoidi), mentre a Cianêt di Peonis sono stati rinvenuti aculei dei batoidei, nei quali si osserva chiaramente il canale lungo il quale fluiva il veleno. Gli squali sono testimoniati da denti probabilmente riferibile a *Isurus*.

Feruglio (1925), infine, segnalò il rinvenimento di grossi coproliti - che riferì con dubbio a coccodrilli - alla base delle Brecce di Peonis in livelli lignitiferi affioranti a valle della cascata del Torrente Tremugna. Purtroppo, questi interessanti reperti non sono stati né figurati né descritti e risultano irreperibili.

Bibliografia essenziale: Feruglio E., 1925b; Martinis B., 1955; Monegato G., Ravazzi C., Donegana M., Pini R., Calderoni G. & Wick L., 2007; Venturini S. & Tunis G., 1992c.

Lago di Cornino

• **Somp Cornino,** Forgaria nel Friuli, Udine.
Si tratta di un lago impostatosi in una depressione interna ad un antico corpo di frana innescatasi circa 10.000 anni fa, probabilmente durante la fase di ritiro del ghiacciaio tilaventino. Non possiede né immissari né emissari, ma la circolazione idrica sotterranea è tale da consentire comunque un rapido ricambio delle acque. Da qui la sua particolare trasparenza e le scarsissime variazioni di temperatura che, generalmente, oscillano tra 9 e 11°C nel corso dell'anno. Il lago è alimentato sia da perdite di subalveo del Fiume Tagliamento sia da una circolazione idrica sotterranea (carsica). Per le sue specificità naturalistiche è Riserva Naturale Regionale.

• **Grado d'interesse:** regionale.

• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia.

• **Accessibilità:** è facilmente raggiungibile in automobile in quanto la Riserva Naturale del Lago di Cornino dispone di un Centro Visite e di un sistema di offerte di fruizione turistico-naturalistica particolarmente rivolta agli aspetti didattici.

DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol

Il Lago di Cornino è un piccolo specchio d'acqua che non raggiunge i 150 m di lunghezza, privo di immissari ed emissari, posto in una conca ai piedi del ripido versante orientale del Monte Prat ed ha una profondità massima di poco inferiore a 10 metri.

Si trova ad una quota di circa 155 m ed è separato dall'alveo del Fiume Tagliamento, che scorre a quota più alta (160 m circa), da un modesto cordone detritico sul quale è posta la strada che conduce all'abitato di Peonis.

La morfologia nei dintorni del lago è data da estesi e potenti accumuli detritici legati ad antiche colate detritiche e/o a frane verificatesi quasi certamente dopo una delle fasi di ritiro del ghiacciaio tilaventino. Allora numerose ed imponenti frane si verificarono lungo i fianchi delle valli che furono private del contrasto al piede delle masse glaciali. Pertanto oggi attorno al lago si notano modesti rilievi arrotondati da cui si elevano grandi massi calcarei.

La depressione nel corpo di frana è all'origine stessa del lago. Il fondo è alcuni metri più basso del letto del Tagliamento; per questo il bacino lacustre viene alimentato dalle acque di subalveo del fiume che si infiltrano attraverso i materiali permeabili dell'antica frana. Altri apporti idrici sotterranei derivano dalla circolazione carsica nel sovrastante altopiano calcareo del Monte Prat, che attraverso le sue doline e inghiottitoi assorbe le acque meteoriche. La certezza che parte dell'alimentazione proviene dalle perdite del Tagliamento deriva dalle analisi sul chimismo delle acque (concentrazione dei solfati derivanti dalla dissoluzione dei gessi non compatibili con un'alimentazione esclusiva dalle aree carsiche vicine, prive di tali litotipi).

Alla base del massiccio calcareo del Monte Prat vi è la compagine arenaceo-marnosa del Flysch non carsificabile e sostanzialmente impermeabile. La sua presenza impedisce quindi alle acque di proseguire in profondità, consentendo l'accu-

Il Lago di Cornino, un piccolo specchio d'acqua privo di immissari ed emissari, è posto in una conca ai piedi del versante orientale del Monte Prat.

Il bordo settentrionale del lago.

mulo nel laghetto. Per tale motivo il contatto calcari-arenarie è sempre caratterizzato da una serie di sorgenti di varia portata. Anche se non visibili, queste sorgenti carsiche alimentano sicuramente anche il lago, diluendo così le acque provenienti dal Tagliamento. Ciò fa in modo che il livello del lago sia leggermente al di sopra della quota della falda freatica presente nella Piana di Osoppo.

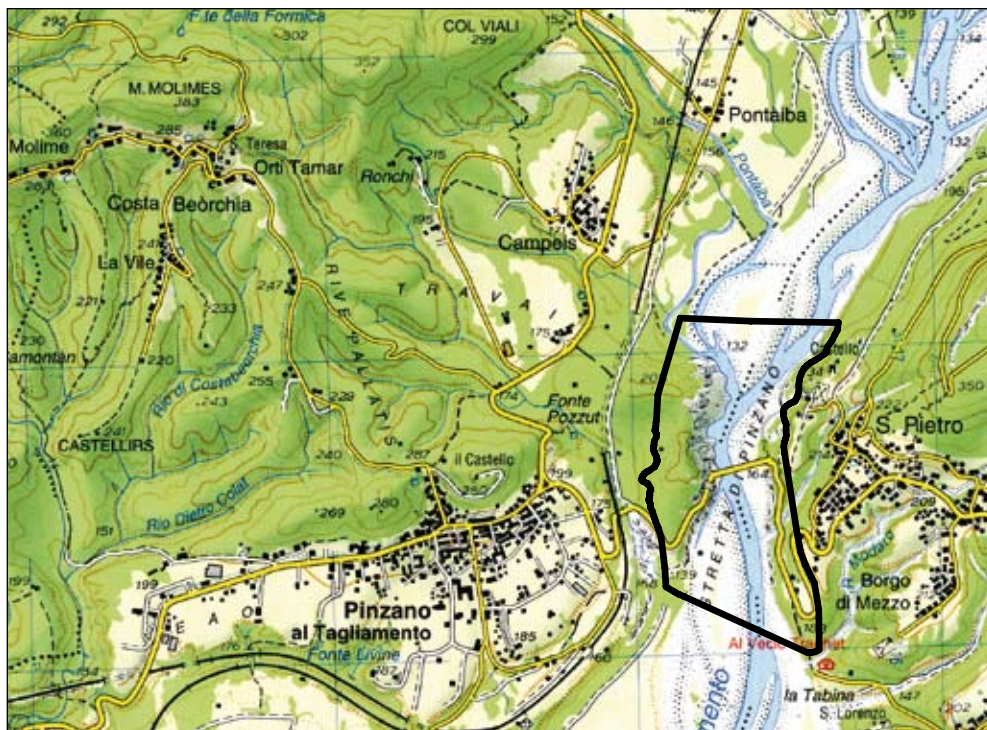
Questa situazione produce un flusso idrico superficiale che alimenta una serie di sorgenti perenni poste alla base delle colline che circondano il lago, sul lato rivolto verso il Tagliamento. Tali sorgenti danno origine a un corso d'acqua che lambisce l'abitato di Somp Cornino.

Bibliografia essenziale: Chiussi E. (a cura di), S.D.; Mion B., 2005; Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, 2005; 2006b.

Il versante orientale del Monte Prat è coperto da una grande accumulo di frana che ha, in parte, condizionato la genesi del piccolo bacino lacustre.

Il Lago di Cornino non supera i 10 metri di profondità ed è caratterizzato da acque molto limpide.

Stretta di Pinzano e conglomerati miocenici

• **Pinzano,** Pinzano al Tagliamento e Ragogna, Pordenone e Udine.
Risalendo il corso del Tagliamento, il primo contrafforte roccioso pre-Quaternario che si incontra corrisponde alla Stretta di Pinzano, incisa in conglomerati del Miocene sup. La sua storia morfologica presenta caratteri di interesse che ne arricchiscono la indubbia valenza estetica.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, sedimentologia, idrogeologia.
• **Accessibilità:** è facilmente accessibile e visibile dal ponte di Pinzano. La stretta è ben osservabile dal greto del Tagliamento, sia da Sud che da Nord, rispettivamente dalle località La Tabina (raggiungibile in macchina da Ragogna) e Pontaiba. È invece praticamente impossibile attraversarla a piedi perché le acque del Tagliamento, anche in periodi di magra, occupano gran parte dell'intera sezione della Stretta, larga poco più di 100 m.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

Il ponte di Pinzano, elegante e moderna struttura ad arcata unica sospesa sul greto del Tagliamento, collega le due scoscese rive rocciose: a monte e a valle di questo breve tratto in roccia l'alveo di piena si espande, acquistando notevoli ampiezze. Il ponte individua e sottolinea un elemento morfologico di primaria importanza noto come Stretta di Pinzano.

Si tratta di un'incisione fluviale molto profonda sviluppata a spese della successione miocenica superiore qui rappresentata da prevalenti bancate conglomeratiche, potenti più di 10 m, intercalate a banchi metrici di sabbie debolmente cementate. La successione si presenta inclinata ripidamente verso Sud in ragione delle intense compressione alpine subite durante il Miocene sup. e il successivo Pliocene.

Con tali premesse ed evidenze, si ritiene che il solco fluviale si sia approfondito contemporaneamente al sollevamento e all'inclinazione della successione miocenica.

Provando a ricostruire l'aspetto del territorio friulano durante il tardo Miocene, dobbiamo immaginarci la catena alpina carnica in fase di veloce strutturazione. Il suo fronte esterno risultava ancora leggermente arretrato rispetto alle posizioni attuali. Risalendo la Pianura Friulana di allora i primi rilievi, più bassi rispetto agli attuali, si sarebbero incontrati qualche chilometro a monte della futura Pinzano.

L'antistante pianura era formata da ghiaie e rare sabbie portate verso valle da un reticolo fluviale formatosi grazie al sollevamento dei territori settentrionali.

In una catena montuosa la deformazione procede in genere verso l'esterno incorporando, col trascorrere dei milioni d'anni, porzioni sempre più ampie di territorio. Queste vengono deformate, sollevate e infine annesse alla catena stessa. Le ghiaie (conglomerati) e rare sabbie fluviali che formavano la pianura miocenica subirono la stessa sorte. In pochi milioni di anni da pianura

La caratteristica Stretta di Pinzano, ripresa da Nord. Oggi vi transitano le acque del Tagliamento ma lo scavo - incredibile ma vero - non è opera sua. Fu impostato, già alcuni milioni di anni fa, e in seguito approfondito dal ben più modesto Torrente Arzino.

Vista panoramica (da Nord) sulla Stretta di Pinzano, diventata (ma da soli 15.000 anni circa) il transito obbligato di tutte le abbondanti acque drenate dall'articolato bacino idrografico montano del Tagliamento-Fella.

La figura mette in risalto la scoscesa sezione d'imposta occidentale del ponte di Pinzano. La parete è formata da conglomerati di età miocenica superiore che l'orogenesi alpina ha sollevato e inclinato vistosamente.

La Stretta di Pinzano vista da Sud, da La Tabina. Sulla sinistra si staglia la ripida riva occidentale, promontorio formato da conglomerati deposti nel Miocene sup.

qual erano si trasformarono lentamente in modesti colli e infine in rilievi rocciosi con strati e banchi sempre più inclinati e deformati.

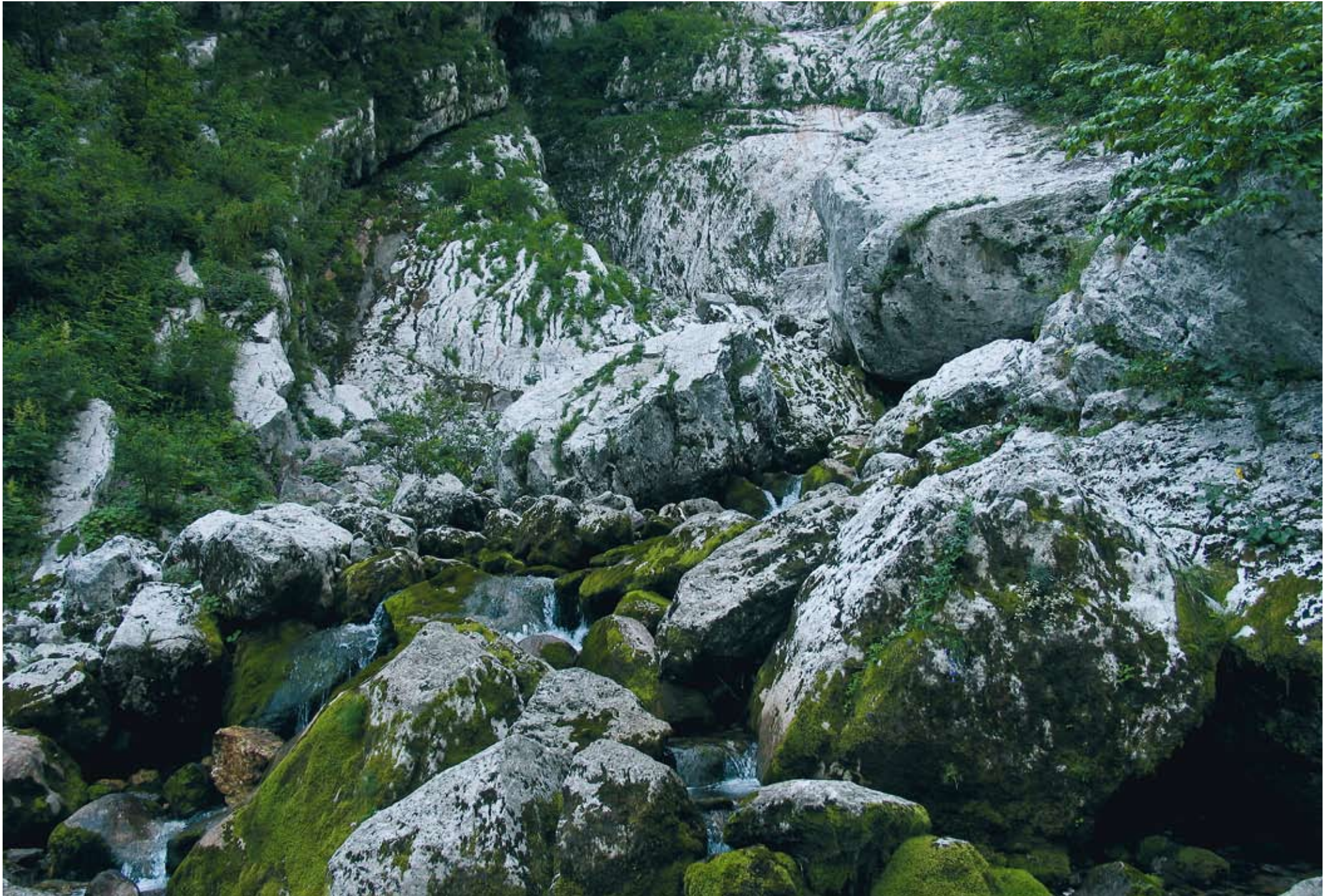
Mentre tutto questo accadeva con velocità di sollevamento pari ad alcuni millimetri all'anno, i fiumi che scendevano dall'interno della catena alpina carnica continuavano a erodere, trasportare e distribuire ghiaie e sabbie, ma spostando sempre più a Sud le aree di accumulo, cioè la pianura.

Mentre anche nel settore di questo sito la successione miocenica si andava sollevando, le acque dei fiumi la incidevano. Più si sollevavano e più i corsi fluviali, per mantenere un profilo stabile, si approfondivano sviluppando valli, versanti, forre e strette, come quelle di Pinzano.

La particolarità della Stretta di Pinzano è però un'altra: non fu formata dal Tagliamento ma dal Torrente Arzino. Per oltre 5 milioni di anni le sue acque furono le sole a transitare e modellare i ripidi versanti della stretta. Il Tagliamento intanto continuava a scorrere lungo la direttrice Osoppo-Majano, deviato dalla presenza del diaframma di Cimano (v. geosito Antico Spartiacque di Cimano).

Fu solo nel tardo-glaciale (circa 15.000 anni fa) che, eliminato il diaframma di Cimano grazie alle esarazioni glaciali, le acque del Tagliamento si riversarono verso SSW, abbandonando definitivamente la fascia di Majano.

Il nuovo percorso seguì l'invito morfologico della Stretta di Pinzano dove, appena a monte di questo sito, il Tagliamento relegò l'Arzino al rango di affluente, appropriandosi di un'incisione altrui, impostata in oltre cinque lunghi milioni di anni.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., 2006; Venturini C., Astori A. & Cisotto A., 2004.

L'area dell'uscita del Fontanon di Barmàn.

Fontanone Barmàn

• **Rio Barmàn, pendici settentrionali del Monte Musi,** Resia, Udine.
Il Fontanone di Barmàn è un'imponente sorgente carsica che scaturisce alla quota di 753 m, lungo il versante settentrionale dei Monti Musi.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia, carsismo.
• **Accessibilità:** è accessibile in breve tempo a piedi lungo il sentiero che si diparte dal parcheggio di Borgo Lischiazze.

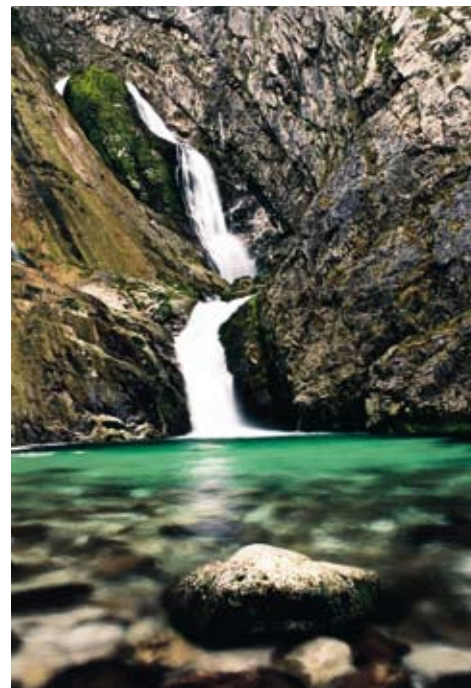
DESCRIZIONE
A cura di Giuseppe Muscio

Una delle numerose perle naturalistiche della Val di Resia è certamente la cascata che fuoriesce dal "Fontanon di Barmàn", imponente risorgiva carsica che prende il nome dal rio omonimo. Nella zona si conoscono numerose cavità, alcune sono - probabilmente - collegate fra loro ed il canalone del Barmàn rappresenta uno dei maggiori punti di fuoriuscita delle acque carsiche del Massiccio del Monte Musi.

Risalendolo si incontra prima la Grotta di Barmàn (7/37 FR), lunga un centinaio di metri, a circa 670 m slm, poi il Fontanone. Nei pressi si sviluppa un'altra grotta con una galleria in leggera salita che termina in un lago-sifone, Grotta sopra il Fontanon di Barman (269/164 FR).

Ad una quota ancora superiore, circa 870 m slm, si apre la Grotta dell'Uragano (1315/556 FR), lunga quasi un 900 metri: dopo una sala ingombra da massi, si passa ad una serie di pozzetti e tratti malagevoli con presenza di sifoni, non superabili nei periodi di piena, fino a raggiungere alcuni laghi-sifone, superati dagli speleo-sub sino a giungere ad una ulteriore galleria in salita dove l'esplorazione è stata bloccata dalla presenza di una imponente cascata. Il nome della grotta deriva proprio dal frastuono delle numerose cascate interne.

Diverse indagini sono state effettuate per definire i rapporti idrologici fra queste cavità carsiche con il Fontanone che presenta una portata continua e rilevante, mentre la Grotta dell'Uragano è soggetta ad un normale regime con alternanza di piene e morbide: le connessioni sono state individuate evidenziando però una situazione molto più complessa di quella cui potrebbero far pensare i pochi metri di dislivello e la ridotta distanza (circa 250 metri in linea d'aria) far i due sistemi.

Bibliografia essenziale: Anselmi M. & Semeraro R., 1997; Brun C. & Semeraro R., 2003; Carulli G.B., Poli M.E., Ponton M., Tunis G. & Vaia F., 2002b; Ceretti E., 1965; De gasperi G.B., 1916.

La cascata generata dalle acque che fuoriescono dal Fontanon di Barmàn.

L'area del Fontanon di Barmàn, dove si aprono alcune interessanti cavità carsiche.

Lembi eocenici di Stavoli Tugliezzo e del Monte Forcella

• **Stavoli Tugliezzo,** Venzone, Udine.
Nei pressi di Stavoli Tugliezzo, lungo il Rio Lavarie, sono visibili brecciole eoceniche ricche in nummuliti che, insieme a quelle del Monte Forcella (Amaro), rappresentano gli affioramenti più settentrionali della catena sudalpina. Nella zona sono anche presenti alcune suggestive cascate.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, idrogeologia, geologia strutturale, geomorfologia.
• **Accessibilità:** appena superata la frazione di Carnia si lascia la S.S. 13, poche centinaia di metri prima dello svincolo per Tolmezzo-Pontebba-Tarvisio, e si prende sulla destra una strada secondaria che porta a Stavoli Tugliezzo. Da qui si prosegue verso Stavoli Cuel Lung fino al ponte sul Rio Lavarie: verso Nord si stacca un evidente sentiero che in poche centinaia di metri raggiunge il sito.

DESCRIZIONE
A cura di Giovanni Battista Carulli, Furio Finocchiaro e Billy Figus

A NE di Stavoli Tugliezzo, sulle basse pendici settentrionali del Monte Plauris, affiorano calcareniti, anche grossolane, caratterizzate dalla presenza di grandi nummuliti. Le nummuliti sono foraminiferi, organismi marini oggi estinti il cui nome richiama la forma circolare e schiacciata del loro guscio, simile a quella di una monetina (dal latino, nummulus, diminutivo di *nummus* = moneta).

Sono inoltre presenti altri foraminiferi quali alveoline, e assiline e rari coralli fossili. Il ricco contenuto faunistico fa attribuire il deposito con grande precisione all'Eocene medio e più in particolare al Luteziano inferiore. Altri affioramenti dello stesso litotipo si trovano un paio di chilometri più ad Est sul Monte Zovet e a Nord del Fiume Fella sul Monte Forcella (Gruppo del Monte Amariana).

In particolare quest'ultimo affioramento risulta il sito eocenico più settentrionale in assoluto delle Alpi meridionali, testimoniando in quest'epoca geologica la massima estensione di quell'ambiente marino che più a Sud dà luogo ai più noti ed estesi depositi di flysch delle Prealpi friulane e di Trieste.

Da un punto di vista geologico è l'affioramento più importante (anche se quelli di Stavoli Tugliezzo sono già citati nella letteratura di fine '800), studiato in modo dettagliato anche nei suoi rapporti con le litologie sottostanti. Infatti le calcareniti eoceniche del Monte Forcella poggiano in netta e chiara discordanza angolare sul Calcare del Dachstein (Triassico superiore), separate da esso da un conglomerato trasgressivo costituito da clasti calcarei appartenenti a quest'ultima formazione.

Tale situazione evidenzia assenza di sedimentazione per un periodo di oltre 150 milioni di anni, fra i 200 milioni di anni del Retico (Calcare del Dachstein) ed i 48 milioni di anni del Luteziano inf. (calcareniti eoceniche). Si può dunque interpretare che la piattaforma carbonatica del

La zona di affioramento delle brecciole nummulitiche eoceniche nel Rio Lavarie che incide il versante settentrionale del Monte Pave (massiccio del Monte Plauris).

Calcare del Dachstein emerse, a seguito di spinte tettoniche tardo-mesozoiche, e che il mare riprese la sua avanzata (conglomerato trasgressivo) appena 150 milioni di anni dopo (anche se non si può escludere che alcuni sedimenti immediatamente post-retici possano essere stati erosi nel lungo tempo di emersione).

Sfortunatamente l'affioramento di Monte Forcella è ora ricoperto da una folta abetaia, risultato di un rimboschimento degli anni '60. Anche l'affioramento del Monte Zovet risulta coperto da detrito per cui il sito più agevole dove osservare le calcareniti eoceniche risulta lungo il Rio Lavarie, ad Est del Monte Somp Pave.

L'area è raggiungibile dalla strada che collega Stavoli Tugliezzo a Stavoli Cuel Lunc: poco prima del ponte sul Rio Lavarie si stacca, verso Nord, un evidente sentiero che in poche centinaia di metri raggiunge il rio. Qui l'incisione fluviale ha messo in luce gli affioramenti eocenici.

Il corso del Rio Lavarie tra Stavoli Tugliezzo e Casera Plan del Portolans, è caratterizzato da tratti in gola, rapide e cascate di varia altezza. Una delle maggiori è quella posta sul Rio des Muelis tributario di destra, immediatamente a monte della confluenza. Molto interessante e spettacolare è pure la cascata lungo il tratto finale del Rio Lavarie, prima della sua confluenza nel Fiume Fella, raggiungibile dalla Strada Statale Pontebbana un paio di chilometri dopo Stazione di Carnia.

Una spettacolare parete rocciosa verticale, alta circa 35 m, costituita da strati inclinati appartenenti alla formazione della Dolomia Principale, delimita la parte interna della gola; sulla sua destra da una evidente e suggestiva fessura seminascosta fuoriesce impetuoso (soprattutto a seguito delle forti precipitazioni piovose) il Rio Lavarie. Le sue acque compiono una serie di salti più o meno ampi, quindi proseguono il proprio percorso fino a congiungersi a quelle del Fella. Lungo questo tratto si possono osservare, sia sulle pareti laterali che su blocchi di roccia in alveo, alcuni evidenti specchi di faglia con le caratteristiche strie tettoniche.

Il tratto terminale del Rio Lavarie, infatti, è condizionato dalla presenza di una linea tettonica trasversale collegata all'importante Linea della Val Resia (v. geosito Retroscorrimento della Val Resia).

Marmitta di erosione scavata dal Rio Lavarie nelle calcareniti nummulitiche.

Schema geologica all'affioramento di Monte Forcella (da Carulli, Zucchi Stolfa & Pirini Radrizzani, 1982).

Sezione sottile che mette in evidenza la struttura delle nummuliti (circa 2x).

Pur essendo organismi unicellulari le nummuliti possono raggiungere dimensioni notevoli (alcuni cm di diametro) ed essere ben visibili anche ad occhio nudo.

Bibliografia essenziale: Biondi M., Cacace F. & Schenone R., 2000; Carulli G.B., Zucchi Stolfa M.L., Pirini Radrizzani, 1982; Ceretti E., 1965; Sgobino F., 1992a; 2006; Sgobino F., Mainardis G. & Chiussi E., 1983.

Anticlinale e sinclinale del Monte Plauris

• **Monte Plauris, Alta Val Lavaruzza,** Venzone e Resiutta, Udine.

Il geosito rappresenta una delle più interessanti e complete strutture plicative delle Prealpi Giulie.

• **Grado d'interesse:** regionale.

• **Interesse scientifico:** geologia strutturale, geologia stratigrafica.

• **Accessibilità:** è raggiungibile a piedi da Carnia (Stavoli Tugliezzo) lungo il sentiero CAI n. 701 con dislivello 1300 metri oppure da Portis lungo il sentiero CAI n. 728 con un dislivello di 1700 metri. Si tratta di escursioni particolarmente lunghe e faticose. L'assetto strutturale è ben osservabile da lontano, in particolare dal Monte San Simeone posto di fronte.

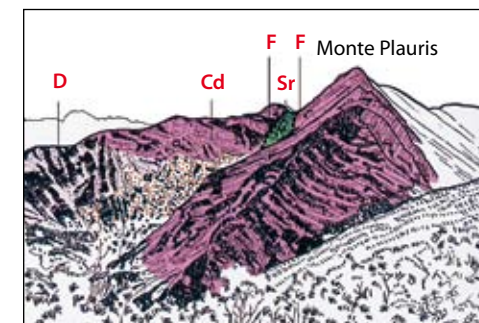
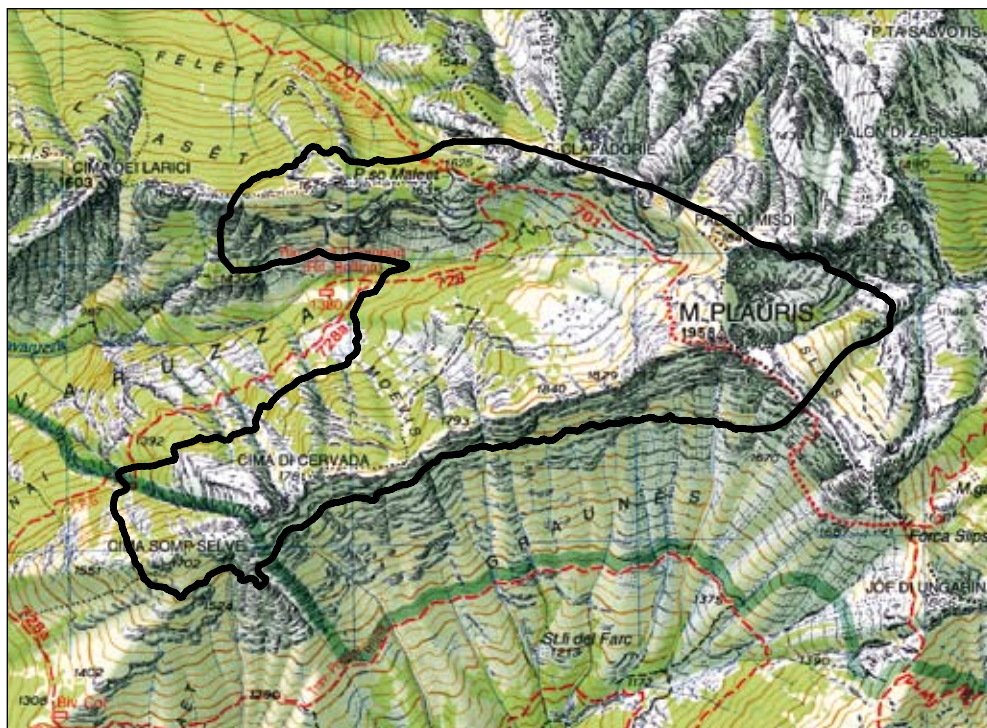
DESCRIZIONE

A cura di Furio Finocchiaro

Il Monte Plauris, a Nord-Est di Venzone, è, con i suoi 1958 m di quota, la cima più elevata delle Prealpi Giulie: compreso tra il Torrente Venzonassa e il Torrente Resia è ben visibile dalla pianura e dall'alveo del Tagliamento. I litotipi che lo compongono sono prevalentemente carbonati mesozoici. Il settore compreso tra Cima Larici, Cima Somp Selve e la vetta principale del Plauris è caratterizzata da una struttura a pieghe.

Lungo la cresta Cima Somp Selve-Monte Plauris affiorano i calcari del Dachstein, con immersione verso Sud nel versante meridionale ed immersione opposta lungo il versante settentrionale, identificando quindi una piega anticlinale. Più recentemente la struttura è stata interpretata come una piega complessa data dalla sovrapposizione di una retrovergenza su di una piega sudvergente appoggiata alla Linea Monte Dof-Monte Auda.

Il settore compreso tra Cima del Plauris e Cima Larici, che comprende anche Passo Maleet e l'Alta Val Lavaruzza, ha invece una struttura a sinclinale, complicata dalle presenza di molte faglie, al cui nucleo affiora la Scaglia rossa (Cretacico sup.).

Bibliografia essenziale: Ceretti E.,1965; Ponton M., 2008; Sgobino F.,1992a; 2006; Sgobino F., Mainardis G. & Chiussi E., 1983; Venturini C. & Carulli G.B., 2003.

Schema geologico semplificato dell'anticlinale del Monte Plauris (da Sgobino, 1992a). D: Dolomia Principale; Cd: Calcare del Dachstein, Sr: Scaglia rossa; F: faglia.

L'imponente massiccio del Monte Plauris posto alla confluenza fra il Fiume Tagliamento ed il Fiume Fella. La linea bianca mostra l'andamento della anticlinale-sinclinale.

Conca del Cjariguart, versante Nord del Monte Plauris.

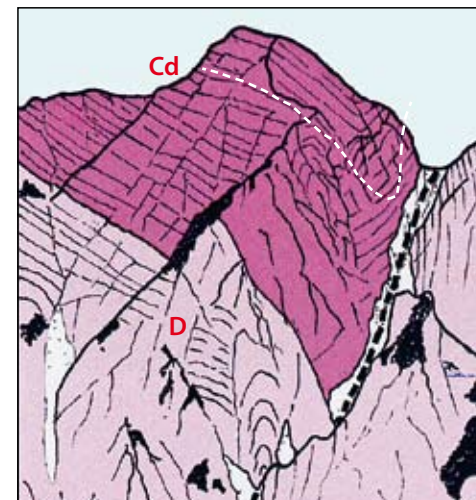
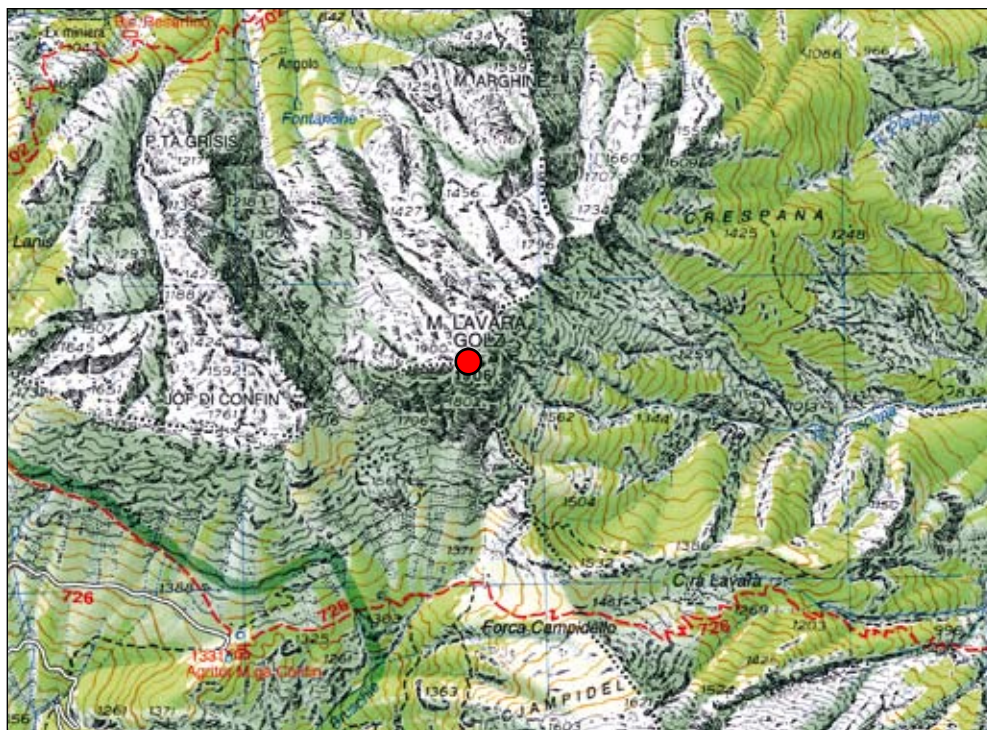
Sinclinale del Monte Lavara

• **Monte Lavara,** Resiutta, Resia e Venzone, Udine.
Il geosito è un esempio significativo e didattico dei motivi geostrutturali che caratterizzano le Prealpi Giulie all'interno dell'omonimo Parco.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia strutturale, geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** l'accesso meno faticoso è quello da Malga Confin. L'ultimo tratto, il più impegnativo, da Forcella Campidello alla cima (circa 500 m di dislivello) è consigliato ad escursionisti esperti, in quanto non è sempre ben segnalato.

DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro

Il Monte Lavara rappresenta la seconda cima del Gruppo del Monte Plauris, importante gruppo montuoso nel territorio del Parco Naturale delle Prealpi Giulie. La zona sommitale è composta da strati calcarei (Fm. dei Calcari del Dachstein, Triassico superiore), in continuità stratigrafica con la sottostante Dolomia Principale. Gli strati sono piegati in modo marcato e formano una struttura a sinclinale, che costituisce il prolungamento verso oriente delle sinclinale dell'alta Val Lavaruzza (Monte Plauris).

La piega si presenta delimitata e compressa da due faglie. In particolare ad Est, in corrispondenza della sella a quota 1690 che separa il Monte Lavara dal Monte Jouf Ungarina, una delle faglie ha rialzato la Dolomia Principale portandola alla stessa quota dei Calcari del Dachstein.

Bibliografia essenziale: Ceretti E., 1965; Sgobino F., 1992a; 2006; Sgobino F., Mainardis G. & Chiussi E., 1983.

D: Dolomia Principale, Cd: Calcare del Dachstein; F: faglia (da Sgobino, 1992a). La linea bianca tratteggiata evidenzia l'andamento della sinclinale.

Il Monte Lavara visto da Ovest. È evidente la faglia che ha prodotto una fascia di roccia intensamente fratturata corrispondente al canalone.

Scaglia rossa e calcari selciferi di Casera Ungarina

• **Borgo Prabunello,** Venzone, Udine.
La Scaglia rossa è una formazione sottilmente stratificata e ad alto contenuto argilloso, le cui caratteristiche litologiche condizionano la morfologia e l'idrologia delle aree di affioramento. Casera Ungarina è uno dei siti più rappresentativi del territorio delle Prealpi Giulie, in cui è possibile osservare la Scaglia rossa.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, idrogeologia.
• **Accessibilità:** da Venzone lungo il sentiero CAI n. 705, oppure lungo una pista forestale a traffico regolamentato, che nelle prima parte segue il corso del Torrente Venzonassa. In ambedue i casi il dislivello supera i 900 m.

DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro

Per raggiungere Casera Ungarina bisogna percorrere la strada forestale che parte da Venzone e risale i versanti in destra orografica del Torrente Venzonassa fino a Borgo Maieron e successivamente lungo il bacino del Rio Bruschie. La Casera è ubicata a circa 1300 m di quota, nei pressi della quale affiora la Scaglia rossa, formazione del Cretacico Superiore che in questo settore delle Prealpi raggiunge uno spessore compreso tra i 100 e i 200 metri.

La Scaglia rossa, composta da marne scagliose di color rosso mattone, rappresenta una sedimentazione bacinale. È un litotipo praticamente impermeabile e per questo motivo gli affioramenti coincidono spesso con sorgenti e venute d'acqua. Inoltre la formazione ha un elevato grado di erodibilità dando luogo a morfologie, che si differenziano nettamente dalle ripide pareti delle rocce carbonatiche tipiche di gran parte delle aree circostanti. I suoi affioramenti caratterizzano avvallamenti e selle lungo una fascia abbastanza continua del versante meridionale del Monte Plauris.

Bibliografia essenziale: Ceretti E.,1965; Sgobino F., 1992a; 2006; Sgobino F., Mainardis G. & Chiussi E., 1983.

Particolare dell'affioramento di Scaglia rossa con i tipici fenomeni di degradazione superficiale.

L'area attorno a Casera Ungarina: per il suo colore si nota, presso la sella ad occidente, l'affioramento di Scaglia rossa del Cretacico sup.

Conca glaciale del Cjadinut

• **Cima di Campo,** Venzone, Lusevera e Resia, Udine.
Si tratta di una splendida piccola conca glaciocarsica, residuo di una valle glaciale più estesa impostata sul crinale della catena del Monte Musi
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, carsismo.
• **Accessibilità:** il Monte Cadin, punto di osservazione ideale sulla sottostante conca glaciale, è raggiungibile a piedi con difficoltà (dislivello 1000 metri) tramite il sentiero CAI n. 740 dalla alta Val Torre, località Tanaviele. L'ultimo tratto, in particolare, è riservato a escursionisti esperti.

DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro

Il Cjadinut è un circo glaciale ancora perfettamente conservato, che si apre immediatamente ad Ovest della Cima del Monte Cadin (Catena del Monte Musi). Dovrebbe costituire la testata di un'antica valle di cui si rinvengono tracce morfologiche lungo il versante meridionale della vicina Cima di Campo.

Le tracce del fondovalle sono ancora visibili fino a Malga Campo e sono costituite da caratteristiche contropendenze intercalate oggi a profonde incisioni scavate dai rii Cadin, Palalunga e Miniera, che sono i responsabili delle modificazioni recenti del reticolo idrografico.

IL Cjadinut è interessato da forme carsiche ed è ancora poco studiato.

Bibliografia essenziale: Sgobino F., 1992a; 2006; Sgobino F., Mainardis G. & Chiussi E., 1983.

Panoramica sul Monte Cadin e sulla sottostante conca glaciale.

Ad ovest della Cima del Monte Cadin (massiccio del Monte Plauris) è ancora perfettamente riconoscibile il circo glaciale del Cjadinut.

Forra del Torrente Venzonassa

• **Valle della Venzonassa,** Venzone e Gemona del Friuli, Udine.
Con la denominazione viene indicata la profonda incisione del Torrente Venzonassa nel tratto di valle compreso tra l'apice del conoide (loc. Mastrui) e la confluenza con il Rio Scuro (in sinistra orografica). Presenta interessanti aspetti d'ordine morfologico e litologico: sul fondo sono osservabili numerose marmitte di evorsione scavate all'interno della roccia compatta, mentre lungo le pareti è ben esposta la serie stratigrafica che va dal Norico al Cretacico inf., comprendendo anche un livello di dolomie a lenti bituminose.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geologia stratigrafica, idrogeologia.
• **Accessibilità:** la gola del Torrente Venzonassa a monte (oriente) della località Borgo Costa è interessata dal sentiero CAI n. 704 in parte scavato nella roccia poco al di sopra del greto.

DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol

Il corso del Torrente Venzonassa, tributario del Fiume Tagliamento, scorre per circa 3 km profondamente incassato in una gola ad orientazione E-W prima di immettersi nella piana di Venzone. I ripidissimi versanti della forra presentano pendenze spesso superiori a 60° con diffusi tratti subverticali. Tra le confluenze dei rii Cervada e Scuro spesso lo sviluppo delle pareti subverticali è quasi continuo, presentando dislivelli di 130-150 metri tra il greto e la prima significativa diminuzione di pendenza.

Le gola a monte è scavata nelle rocce della Fm. della Dolomia Principale del Norico e attraversa poi litotipi più recenti (Giurassico) della Fm. dei Calcari Grigi. Leggermente in quota lungo il versante destro affiorano anche calcari selciferi della Fm. di Fonzaso del Cretacico inf.

La Fm. della Dolomia Principale è costituita da dolomie microcristalline a megalodontidi e gasteropodi e da dolomie laminate a stromatoliti. La formazione comprende pure un livello di dolomie bituminose, fetide alla percussione, con interstrati marnosi nerastri ricchissimi di materia organica. Superiormente la Dolomia Principale passa alla Fm. dei Calcari Grigi formata da strati pluridecimetrici grigio o nocciola chiaro costituiti da micriti e localmente calcareniti bioclastiche; al tetto si rinvengono laminiti stromatolitiche.

Le morfologie fluviali sono marcate con evidenti marmitte d'evorsione scavate all'interno della roccia compatta (in prevalenza dolomie), pareti subverticali levigate, sottoescavazioni, pozze, e così via.

L'evoluzione del reticolo idrografico ha determinato l'approfondimento anche nei corsi tributari e in particolare nelle gole del Gran Rio e del rio Bruschie.

Bibliografia essenziale: Ceretti E., 1965; Pecile I. & Tubaro S., 2008; Ponton M., 2008; Sgobino F., 1992a; 2006; Sgobino F., Mainardis G. & Chiussi E., 1983.

L'alveo del torrente in corrispondenza del ponticello del sentiero che si sviluppa nella forra.

Morfologie erosive nel Torrente Venzonassa a carico dei litotipi carbonatici.

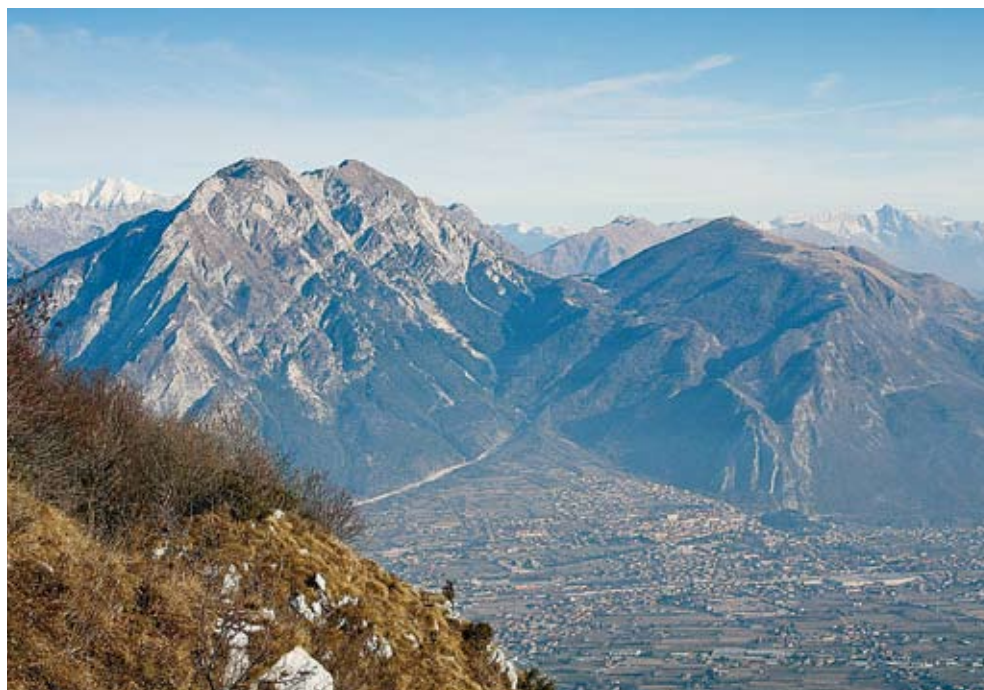
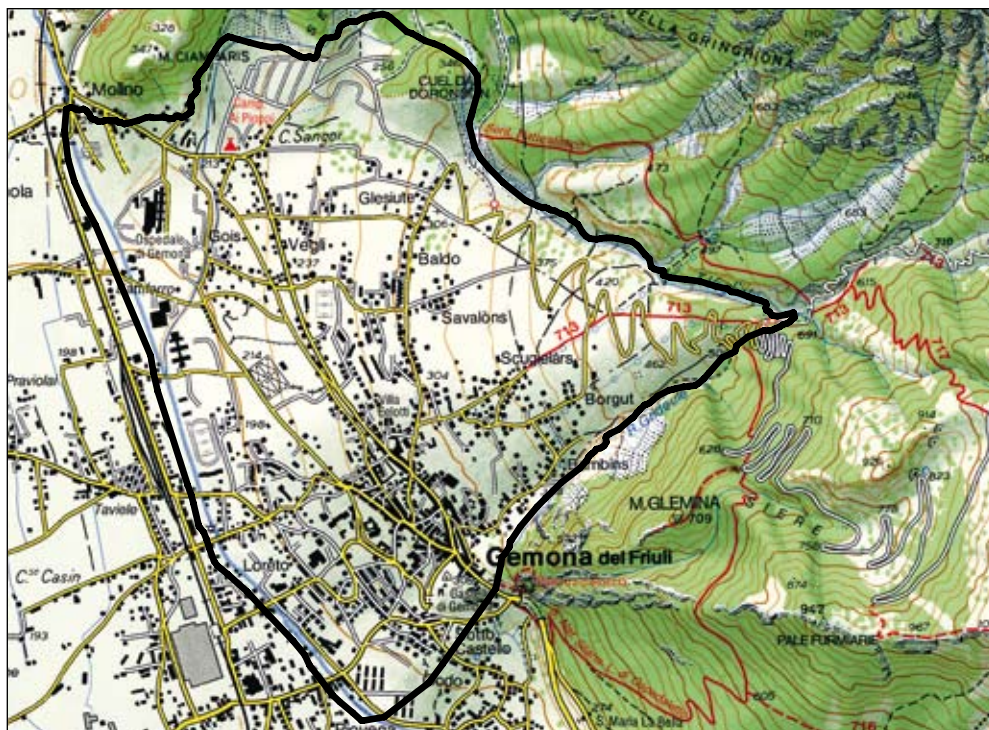
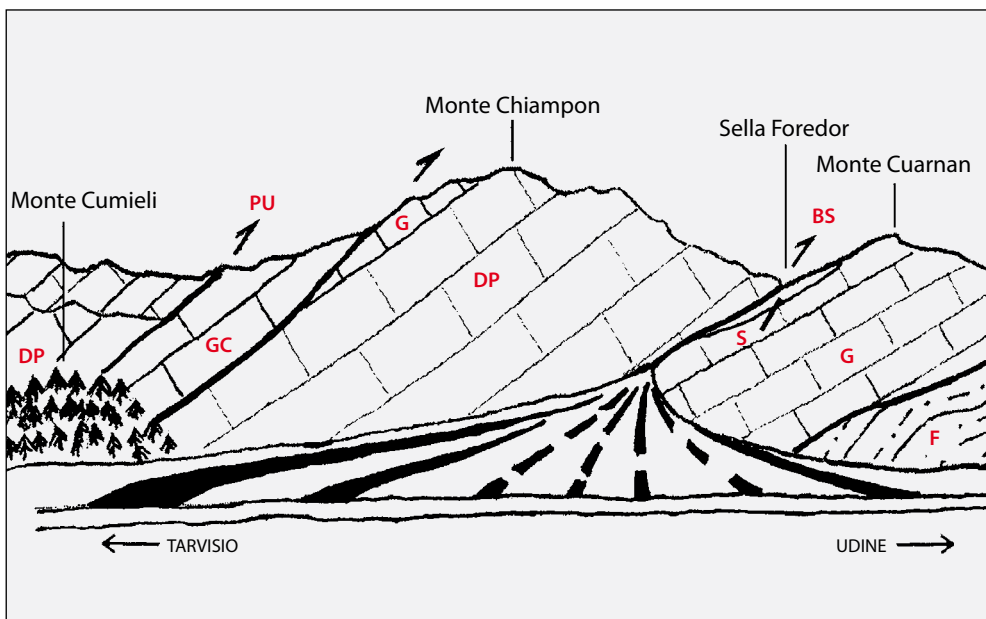
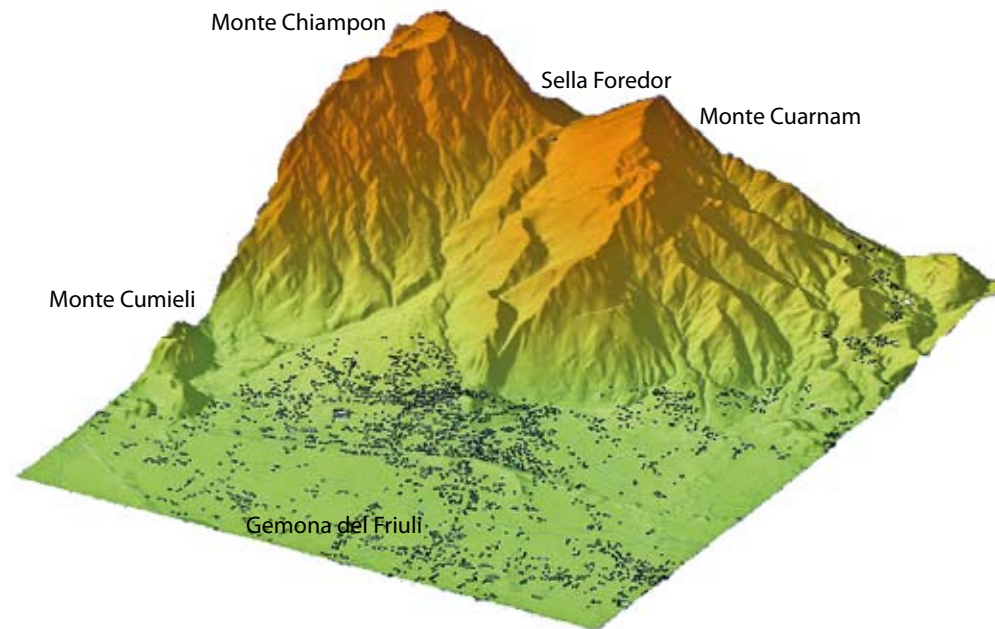
Conoide di deiezione del Torrente Vegliato

• **Gemona del Friuli**, Udine.
Il conoide del Torrente Vegliato, sul quale sorge l'abitato di Gemona, è uno dei più completi esempi di conoide di deiezione sovra-alimentati. Allo sbocco di una vallecola quasi sospesa, interagente con il Fiume Tagliamento che viene spostato in destra verso i Monti Brancot e San Simeone, attualmente attivo solo in destra per motivi di neotettonica, è un compendio di geologia, idrogeologia, geomorfologia.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia, sedimentologia.
• **Accessibilità:** è facilmente accessibile in quanto gran parte dell'abitato di Gemona sorge proprio sul conoide. Per apprezzarne la grandezza e la forma si consiglia l'osservazione dalle alture circostanti (il Colle di Osoppo, il Monte Cuarnan o il Monte San Simeone).

DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro e Billy Figus

Il conoide di deiezione del Torrente Vegliato si stende a ventaglio ai piedi dei monti Chiampon (1709 m) a Nord e Cuarnan (1372 m) - Glemina (709 m) a Sud, propaggini occidentali delle Prealpi Giulie.

Le sue dimensioni sono eccezionali, sia a livello di estensione (ad un raggio di oltre 2 km corrisponde uno sviluppo frontale di 3.6 km) sia di sviluppo tridimensionale. Allo spessore dei sedimenti al di sopra della superficie topografica di circa 530 metri, vanno infatti aggiunti altri 30 m di depositi grossolani sepolti dalle alluvioni in riva sinistra del F. Tagliamento. Complessivamente il volume dei deposti del conoide è stato stimato in 2.5-3.0 10^9 m^3.

Queste dimensioni sono apparentemente incompatibili con la modesta superficie del bacino di alimentazione. Si ritiene che la formazione del conoide sia in gran parte posteriore al ritiro definitivo del ghiacciaio tilaventino, sebbene lo sviluppo in profondità dei materiali che lo costituisce fa ipotizzare che i processi di formazione siano iniziati già durante precedenti fasi interglaciali. L'enormità dei materiali accumulati è comunque da mettere in relazione all'assetto geostrutturale e all'attività neotettonica, testimoniata dall'intensa sismicità della zona. Va infatti ricordato che in corrispondenza di Sella Foredor passa un importante sovrascorrimento di rilevanza regionale (Linea Barcis-Staro Selo) che determina le condizioni per una elevatissima produzione di detrito proveniente dai versanti rocciosi del Cuarnan e del Chiampon. Sulle pareti dei due rilievi, a monte dell'apice del conoide, si possono chiaramente distinguere numerose superfici di distacco (riattivate e/o di neoformazione) per effetto del netto contrasto cromatico dovuto alla "freschezza" delle stesse. In occasione di piogge particolarmente intense, il materiale sciolto viene movimentato in massa, sotto forma di colate di detrito capaci di prendere in carico anche blocchi di roccia di dimensioni considerevoli.

Panoramica dal Monte Covria. La visione dall'alto del conoide di deiezione del Torrente Vegliato permette di meglio apprezzarne l'estensione, anche in rapporto alla limitatezza del bacino di alimentazione.

Schema geologico; DP: Dolomia Principale; G: Giurassico; GC: Giurassico-Cretacico; S: Scaglia rossa; F: flysch. BS: Linea Barcis-Staro Selo.

Modello tridimensionale del conoide del Torrente Vegliato.

Gemona vista dalla zona dell'apice del conoide (Monte Cuarnan-Glemina). Di fronte l'alveo del Fiume Tagliamento e le pendici del Monte Covria.

La superficie del conoide, pur ormai ampiamente antropizzata, permette di riconoscere le modalità della sedimentazione e le antiche linee di deflusso. Recenti osservazioni condotte a partire dalla ultima grande colata detritica del giugno 1987, ed anche la stessa struttura urbanistica dell'abitato medioevale, hanno consentito di stabilire che il conoide si è formato attraverso una serie di giganteschi flussi di questo tipo, spesso ricordati, come quello del 1430, nelle cronache della cittadina. Gli stessi intasavano i principali solchi di deflusso del Vegliato, provocandone la deviazione su tutta la superficie del conoide, con una evoluzione che ha portato progressivamente all'abbandono del lato sud orientale del conoide. Attualmente il corso d'acqua scorre incanalato in un profondo solco, protetto da argini, lungo il margine settentrionale.

Bibliografia essenziale: Broili L., Carraro F., Cucchi F., Onofri R., Stefanini S. & Ulcigrai F., 1980; Clonfero G., 1974; Coccolo A.C. & Sgobino F., 1996; Sgobino F., 2001; Sgobino F., Mainardis G. & Chiussi E., 1983; Tambosco S., Vaia F. & Valent M., 2000.

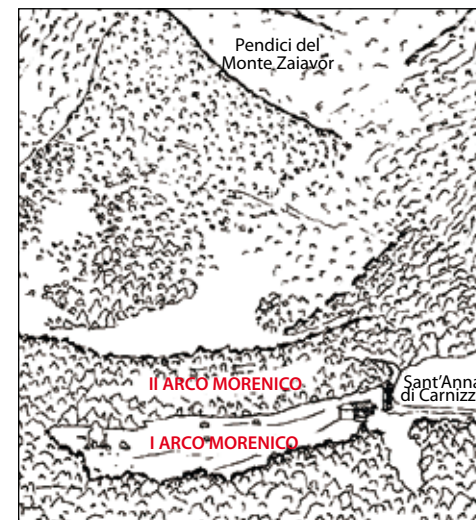
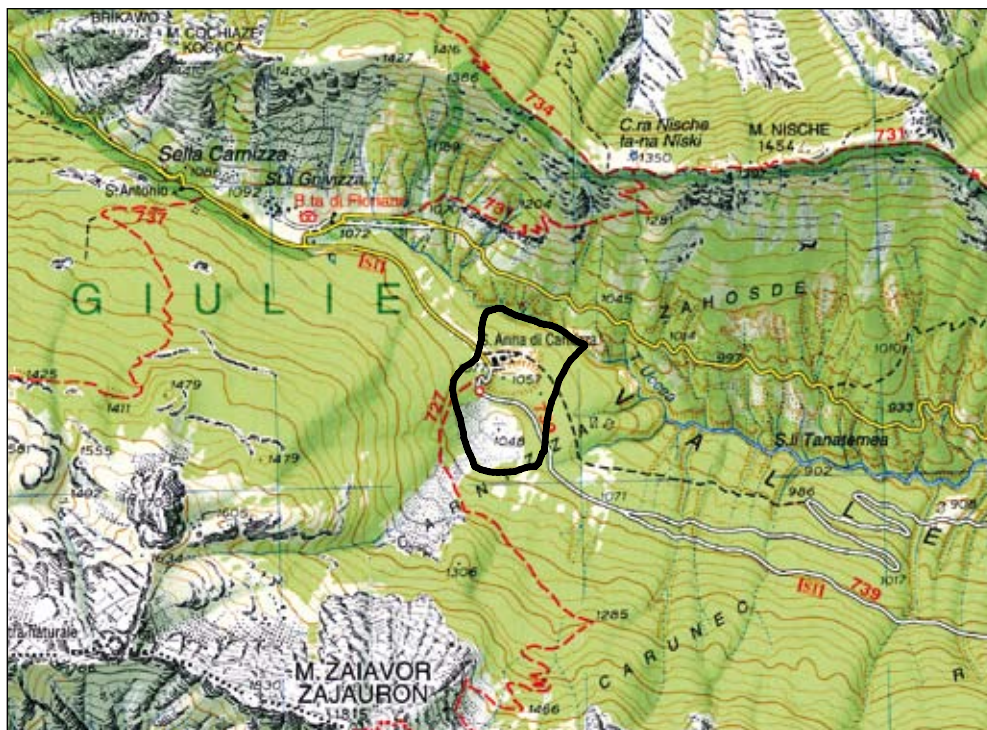
Archi morenici presso Sant'Anna di Carnizza

• **Sant'Anna di Carnizza,** Resia, Udine.
Si tratta di due archi morenici frontali deposti da un ghiacciaio stadiale. Uno dei due si presenta particolarmente ben conservato.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia.
• **Accessibilità:** il geosito è facilmente accessibile in quanto attraversato dalla strada che dalla Val Resia porta ad Uccea passando per Sella Canizza.

DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro

Lungo la strada che dalla Val Resia porta ad Uccea in località Sant'Anna di Carnizza si trovano due piccoli archi morenici molto ben conservati. La cresta del secondo arco è in corrispondenza della strada; su quella del primo arco, fra la strada ed il Rio Uccea, sorge la chiesetta di Sant'Anna. Il ghiacciaio proveniva dal versante nord-orientale del Monte Zaiavor.

La freschezza delle forme induce ad ipotizzare che si sia ritirato dall'area nell'Olocene. Mentre il cordone più esterno è difficilmente individuabile essendo stato parzialmente eroso dalle acque di fusione, l'altro risulta perfettamente integro e costituisce un importante esempio didattico.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., Poli M.E., Ponton M., Tunis G. & Vaia F., 2002c; Sgobino F.,1992a; 2006.

Distribuzione dei depositi morenici nell'area di Sella Carnizza (da Sgobino, 1992a).

L'area di Sella Carnizza fra la Val Resia e la Vall'Uccea. A sinistra della chiesetta di Sant'Anna si notano le morfologie legate agli archi morenici.

Flysch di Uccea presso Stavoli Tanamea

- **Stavoli Tanamea, Valle di Uccea,** Resia, Udine.

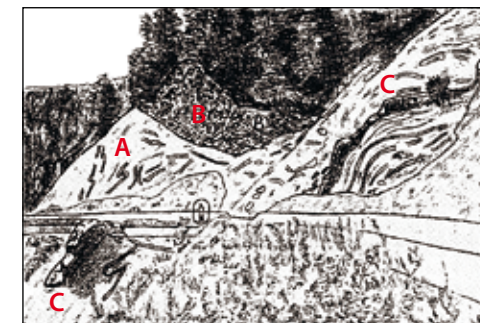
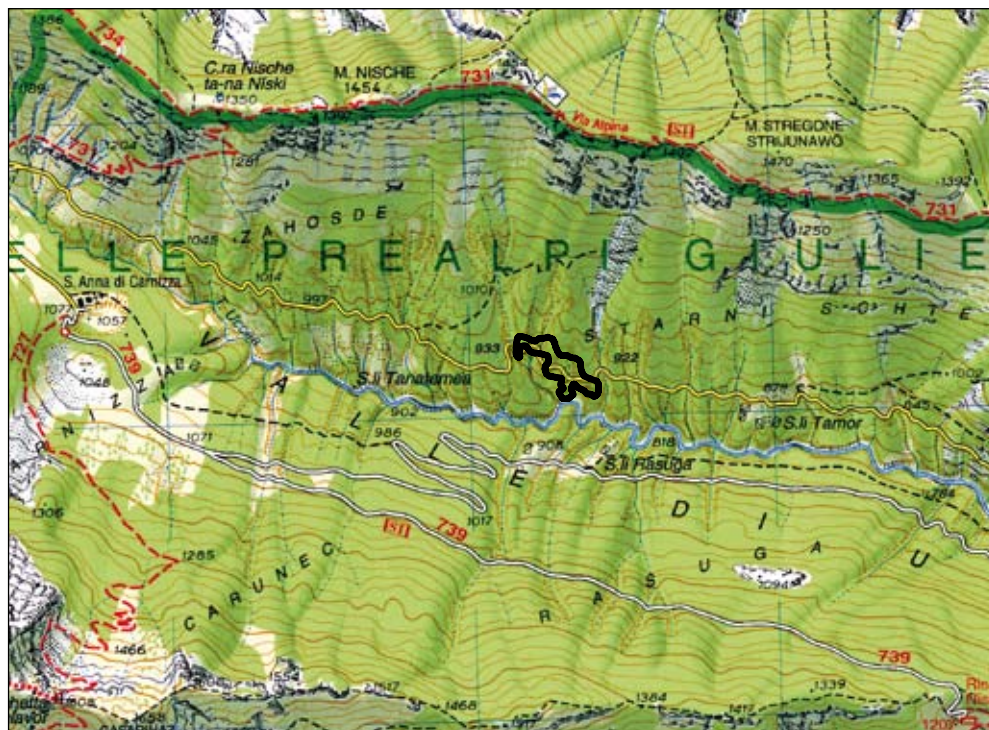
Il Flysch di Uccea (Cretacico sup.) è un'unità stratigrafica che affiora esclusivamente lungo l'omonima valle. Generalmente contenente corpi olistolitici, testimonia enormi frane avvenute in condizioni subtidali. Stratigraficamente è il Flysch più antico della Regione.

- **Grado d'interesse:** regionale.
- **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, geologia strutturale, sedimentologia.
- **Accessibilità:** l'affioramento è facilmente accessibile perché si trova presso Stavoli Tanamea lungo la strada tra Uccea e Stavoli Gnivizza.

DESCRIZIONE
A cura di Giorgio Tunis

Il geosito si trova nella Valle di Uccea, unica zona in cui affiora l'omonima unità stratigrafica maastrichtiana (Cretacico sup.). Questa si presenta organizzata in strati decimetrici di colore grigio scuro con intercalazioni arenacce e di calcari brecciati. Contiene talora corpi olistolitici più antichi litologicamente costituiti da calcari triassici (Retico) o da calcari oolitici/bioclastici (Lias, Giurassico) e testimonia perciò antiche frane avvenute in ambiente sottomarino.

Il geosito si trova presso Stavoli Tanamea lungo la strada Uccea-Stavoli Gnivizza. Qui il Flysch di Uccea diviene maggiormente arenaceo e presenta intercalazioni di calcisiltiti rossastre, originate dagli stessi scivolamenti sottomarini poco sopra citati. In particolare si riconoscono una alternanza di marne grigio-scure con orizzonti bruno rossastri ed abbondanti fratture con calcite ed arenarie fortemente tettonizzate, un megastrato con breccia carbonatica alla base e uno strato calciruditico-calcarenitco gradato e laminato.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., Poli M.E., Ponton M., Tunis G. & Vaia F., 2002c; Sgobino F.,1992a; 2006.

Flysch di Uccea presso Stavoli Tanamea (da Società Geologica Italiana, 2002). A: alternanza di marne e arenarie molto tettonizzate; B: megastrato con breccia carbonatica alla base; C: strato calcarenitico-calciruditico gradato e laminato.

Affioramento di Flysch di Uccea presso Stavoli Tanamea: si tratta in prevalenza di marne siltose grigio scure con intercalazioni arenacee e banconi carbonatici.

Paleofrana delle sorgenti del Torrente Torre e depositi lacustri della Val Mea

• **Val Mea, Sorgenti del Torre,** Lusevera, Udine.
È evidente il notevole corpo di accumulo di una paleofrana, ora dissecato in due lobi dall'erosione torrentizia, sceso a valle lungo superfici di strato a franapoggio circa 4-5000 anni addietro. Esso ha provocato lo sbarramento delle acque con conseguente formazione a monte di depositi lacustri, che affiorano saltuariamente, a seconda del divagare stagionale delle acque, sotto la debole copertura ghiaiosa attuale. La litofacies è rappresentata da limi sabbiosi, torbosi, a stratificazione millimetrica ricchi di frustuli carboniosi.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, sedimentologia.
• **Accessibilità:** Il geosito è costeggiato dalla strada che risale la valle del Torre vicino alle sorgenti del torrente stesso (presso il Ristorante "Alle Sorgenti"). La paleofrana si osserva dall'alveo del Torrente Mea, sia verso valle, che di fronte alle sorgenti del Torre. I limi lacustri sono spesso mascherati dalle sue alluvioni recenti; pertanto si osservano quando l'azione erosiva del torrente, asportando le ghiaie più superficiali, li mette in luce.

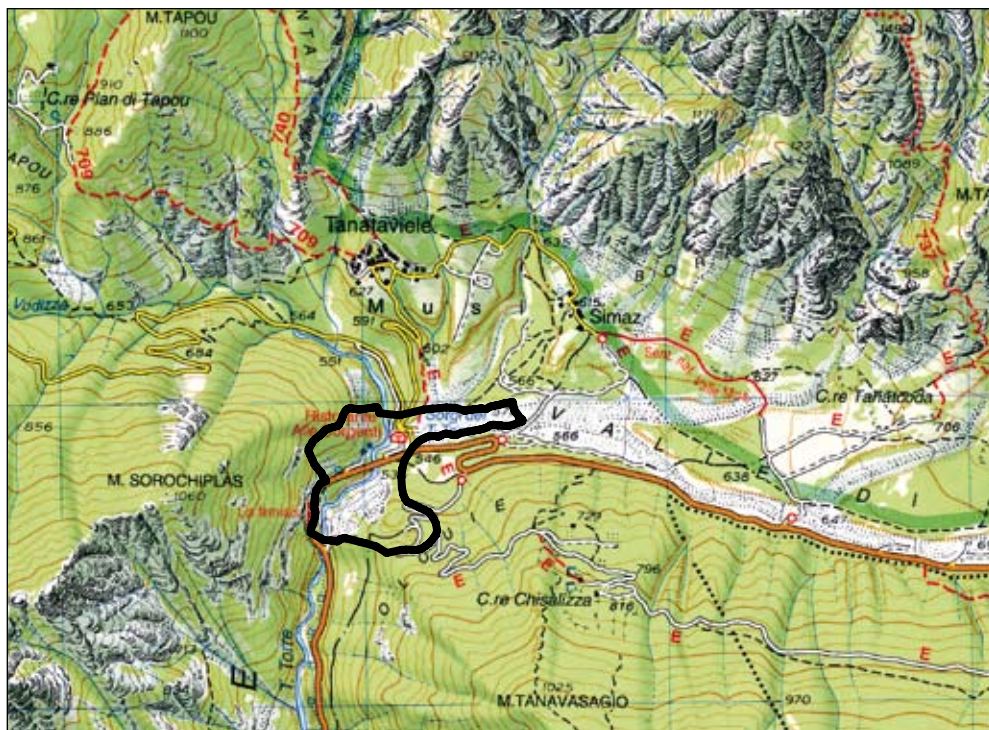
DESCRIZIONE
A cura di Giovanni Battista Carulli

Qualche migliaio di anni fa dalle pendici settentrionali del Monte Tanavasagio (1025 m) si staccò, forse a seguito di un paleo evento sismico di notevole intensità, una enorme porzione di roccia. Essa, facilitata dall'assetto a frana poggio dei calcari retici e liassici qui affioranti (immergenti verso l'alveo), si accumulò sul fondo del Torrente Mea, alla sua confluenza nel Torrente Torre, sbarrandone il corso e risalendo sul versante opposto, cioè sulle basse pendici orientali del Monte Sorochiplàs (estremo Nord-orientale della catena del M. Postoucicco).

I resti della massa rocciosa franata sono ben ricostruibili e visibili dall'alveo del Torrente Mea osservando verso Ovest, cioè verso valle, sia a Sud (di fronte alle sorgenti del Torre) ove un rilievo di discrete dimensioni dalla morfologia tondeggiante ed a testa piatta interrompe la continuità del versante strutturale del Monte Tanavasagio, sia a Nord, a monte delle sorgenti, dove la morfologia del corpo franato è di meno facile delimitazione.

Nel dettaglio, invece, parte del corpo di frana è molto evidente più da vicino, cioè dal ponte a valle che supera le sorgenti del Torre o dalla palestra di roccia sulla parete esterna della piccola galleria che precede il ponte. Da qui, alzando lo sguardo verso Est, sulle basse pendici del Monte Tanavasagio si vedono distintamente sia blocchi, e porzioni disarticolate della massa rocciosa coinvolta nel franamento, sia pacchi di strati di calcari triassici e giurassici scesi integri a valle in abbondante matrice caotica.

Le modalità di scendimento e quelle di accumulo ricordano molto, anche se per minori volumi di roccia coinvolti (approssimativamente 8 milioni di m^3 rispetto a 270 milioni di m^3) la frana del Vajont scesa dal Monte Toc (v. geosito Frana del Vajont).

La caduta dell'enorme massa rocciosa provocò uno sbarramento temporaneo del Torrente Mea con il conseguente ristagno di acque a monte e formazione di un bacino lacustre.

Depositi lacustri nell'alveo del Torrente Mea. Sulla sinistra il dosso vegetato corrisponde alla porzione orientale del corpo della paleofrana erosa dalle acque del torrente.

I limi lacustri, sottostanti ai depositi alluvionali attuali, sono messi a nudo, in diversi punti dell'alveo, dall'attività erosiva del Torrente Mea.

La porzione basale del corpo di frana in prossimità del torrente.

I sottili livelli nei limi lacustri lungo le scarpate di erosione.

Esso è testimoniato dalla presenza di limi sabbiosi di origine lacustre nella bassa valle del Torrente Mea, spesso mascherati dalle sue alluvioni recenti.

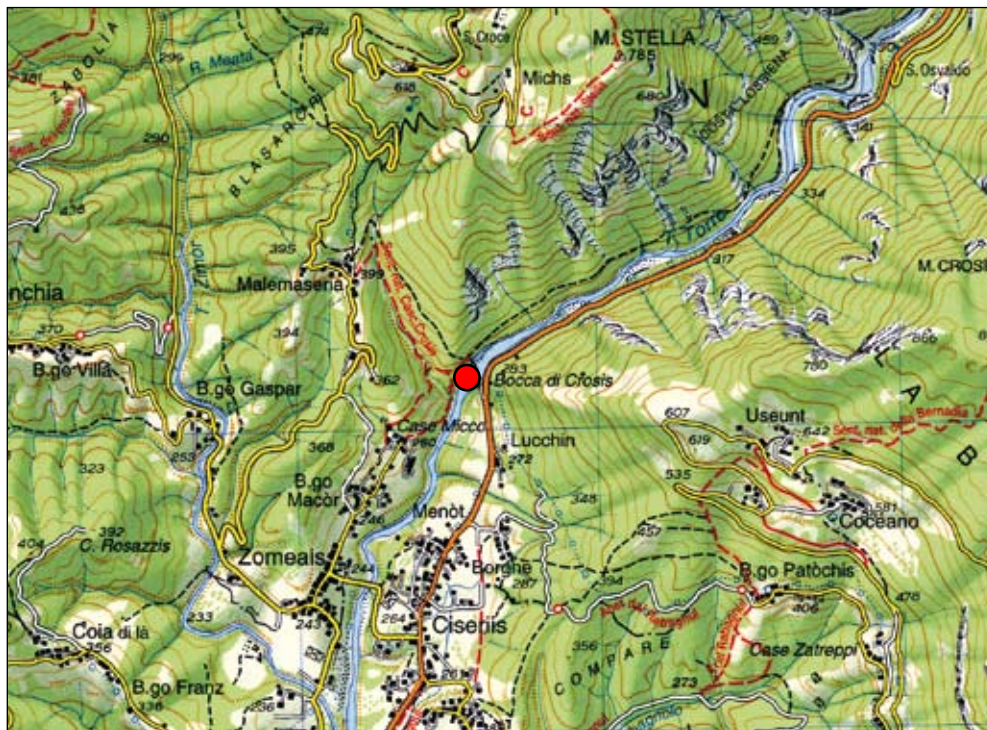
Infatti, non è sempre agevole incontrare affioramenti, spesso effimeri, di questi paleodepositi lacustri: la loro presenza è condizionata dall'attività di trasporto delle ghiaie da parte delle acque del Mea, che li mascherano specie in occasione di forti sovralluvionamenti, o dalla attività erosiva delle stesse che possono incidere le ghiaie mettendo in luce i sottostanti limi. Torbosi e di colore grigio-nerastro, essi sono caratterizzati da strutture planari mm-ritmiche, di significato stagionale, con alternanze di livelletti grigio-chiari con altri di colore più scuro. Spesso contengono frustuli carboniosi, talora perfettamente conservati, dai quali sono state ottenute datazioni con il radiocarbonio (^{14}C) che li fanno risalire a 3990±190 anni BP (*Before Present*) ed importanti indicazioni sulla vegetazione e sul clima dominanti in quell'epoca.

Il lago ebbe probabilmente vita alquanto effimera in quanto le acque tracimarono presto dal coronamento del corpo di frana innalzatosi di alcune decine di metri sull'alveo attuale.

Lo svuotamento avvenne sia per erosione della soglia da parte delle acque del Torrente Mea, che tendevano a colmare il lago per poi defluire, sia per erosione regressiva delle acque di testata del Torre facilitata, a quest'ultimo proposito, dall'intenso sollevamento geodinamico al quale è sottoposto tutto questo settore prealpino.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., Longo Salvador G., Poli M.E., Ponton M., Tunis G., Vaia F. & Venturini C., 2002; Cavallin A. & Martinis B., 1986; Garofalo M.L. & Pugliese N., 1990.

Strati verticali di Bocca di Crosis

• **Bocca di Crosis**, Tarcento, Udine.
Presso una pittoresca cascata è esposto il contatto tra i calcari del Cretacico superiore ed il flysch eocenico che, nell'insieme, costituiscono la gamba meridionale dell'anticlinale del Monte Bernadia. Sugli strati verticalizzati del flysch si possono osservare evidenti strutture sedimentarie (ripple-marks, strati gradati, tracce di organismi limivori). Molto didattica è l'alternanza litologica (conglomerati poligenici, arenarie, marne, argilliti) messa in luce dall'erosione differenziale.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, geologia strutturale, geomorfologia, idrogeologia, sedimentologia.
• **Accessibilità:** è facilmente raggiungibile con una breve deviazione a piedi che porta all'alveo del Torre (fare attenzione: il percorso è molto scivoloso) a partire da uno spiazzo di parcheggio, posto circa 2,5 km a Nord di Tarcento lungo la S.S. 646 in sinistra idrografica. Il geosito è raggiungibile anche prendendo il sentiero "Tai roncs dal sorêli" ("Nei vigneti del sole"), che parte da Tarcento e lo raggiunge da occidente, cioè dai rilievi in destra idrografica del Torrente Torre.

DESCRIZIONE
A cura di Giovanni Battista Carulli

Superato l'abitato di Tarcento verso Nord si prende la S.S. 646 che conduce all'alta valle del Torre e al Passo di Tanamea. Si risale la valle in sponda sinistra idrografica per circa 2,5 km; dove la valle si restringe improvvisamente, dando inizio alla forra del Torrente Torre, uno spiazzo sulla destra consente il parcheggio, a quota 263 m, accanto ad un tabernacolo e ad un vecchio edificio isolato sottostanti le bianche pareti calcaree strapiombanti. Attraversata la strada, ci si affaccia sul piccolo bacino idroelettrico formato dalla diga di Bocca di Crosis.

Si retrocede a piedi, verso valle, per circa 200 m, fiancheggiando il canale di derivazione in cemento. Giunti al primo prato che si incontra, si attraversa il canale e, tenendosi sulla destra, si percorre uno stretto sentiero, il cui imbocco non è di facilissima individuazione, che ben presto scende nella boscaglia (fare attenzione perché il percorso è oltremodo scivoloso!). Dopo poche centinaia di metri di ripido pendio si giunge nell'alveo del Torrente Torre.

Il luogo è estremamente piacevole, oltre che per la bellezza naturale del paesaggio e per le limpidissime acque del torrente anche per la frescura prodotta dalla poderosa cascata di Crosis che scroscia (con portata variabile a seconda delle condizioni di piena) alla destra del visitatore. Qui si vede distintamente il contatto fra i calcari di piattaforma del Cretacico superiore (Fm. del Calcare di Monte Cavallo) ed il flysch paleocenico-eocenico (Fm. del Flysch del Grivò, qui del Paleocene sup.). I primi costituiscono la gamba meridionale verticalizzata dell'anticlinale asimmetrica della Bernadia che si sviluppa più a Nord e sulla cui gamba settentrionale (circa 6 km in linea d'aria più a monte) sovrascorre la Dolomia Principale (Triassico sup.) in virtù della "Linea Barcis-Staro Selo" (v. Geosito Cataclasiti presso le sorgenti della Santissima Trinità).

Sulla superficie di tetto dei primi strati verticalizzati di flysch bagnati dalla cascata sono evidenti numerosi ripple-marks ben sviluppati.

Alternanze di conglomerati, arenarie e marne in strati verticalizzati del Flysch di Grivò nel letto del Torrente Torre in località Bocca di Crosis. La polarità degli strati è da destra verso sinistra.

La Cascata di Crosis: al centro sono ben visibili, sulla superficie di strato del flysch, i ripple-marks rettilinei. Il contatto con i sottostanti calcari cretacei (visibili a destra) corre alla base degli alberi.

Dettaglio della foto precedente con i ripple-marks rettilinei.

Dall'alveo del torrente, dalle sue limpide acque e su ambedue le sponde emergono con spettacolare evidenza le testate degli strati della successione flyschoide caratterizzata da alternanze di conglomerati grossolani, di arenarie e di marne dal colore grigo-bruno-nerastro.

Per l'osservazione dei primi si veda la bella superficie di letto dello strato più meridionale che si eleva, come alto muro invalicabile, all'estrema sinistra della breve spiaggia ciottolosa nell'alveo. Qui si può notare il carattere poligenico dei clasti e l'abbondante matrice carbonatica. I primi, fortemente arrotondati e di dimensioni pluricentimetriche, rispecchiano chiaramente la litologia del paleobacino di alimentazione del flysch rappresentato da dolomie triassiche, calcari selciferi giurassici, calcari di piattaforma cretacei, …

Sulle testate di molti strati di arenaria è ben visibile la polarità dello strato data dalle strutture sedimentarie ma specialmente dalla gradazione: è possibile riconoscere le dimensioni dei clasti sabbiosi più grossolani alla base dello strato (a monte, cioè a Nord) e via via più fini procedendo verso il tetto dello stesso strato (a valle, cioè a Sud).

I livelli marnosi, di potenza minore, sono resi ben evidenti dall'erosione selettiva che li ha maggiormente scavati. Alla base di essi sono frequenti, in rilievo, le tracce di organismi limivori.

Bibliografia essenziale: Martinis B., 1966; Ponton M. & Tunis G., 1996; Poli M.E., 2009.

Forra del Torrente Cornappo

• **Borgo Vigant**, Nimis e Taipana, Udine.

Il corso del Torrente Cornappo nel tratto di valle che incide il versante settentrionale del Monte Plaiul, tra Torlano di Sopra e Ponte di Brisicul, presenta il classico profilo a V ed interessanti morfologie di erosione fluviale. Lungo l'alveo vi è l'ingresso della cavità a galleria Pre-Oreak che costituisce lo sbocco nel Torrente Cornappo delle acque dell'articolato sistema carsico ipogeo denominato Abisso di Viganti.

• **Grado d'interesse:** regionale.

• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia, carsismo.

• **Accessibilità:** tramite strada asfalta parallela al torrente, con piazzole panoramiche e alcuni punti di accesso all'alveo. La visita alla cavità Pre-Oreak non è possibile in caso di eventi meteoclimatici particolarmente intensi in quanto risulta arduo il guado del Torrente Cornappo oltre al pericolo di rimanere temporaneamente bloccati all'interno della cavità.

DESCRIZIONE

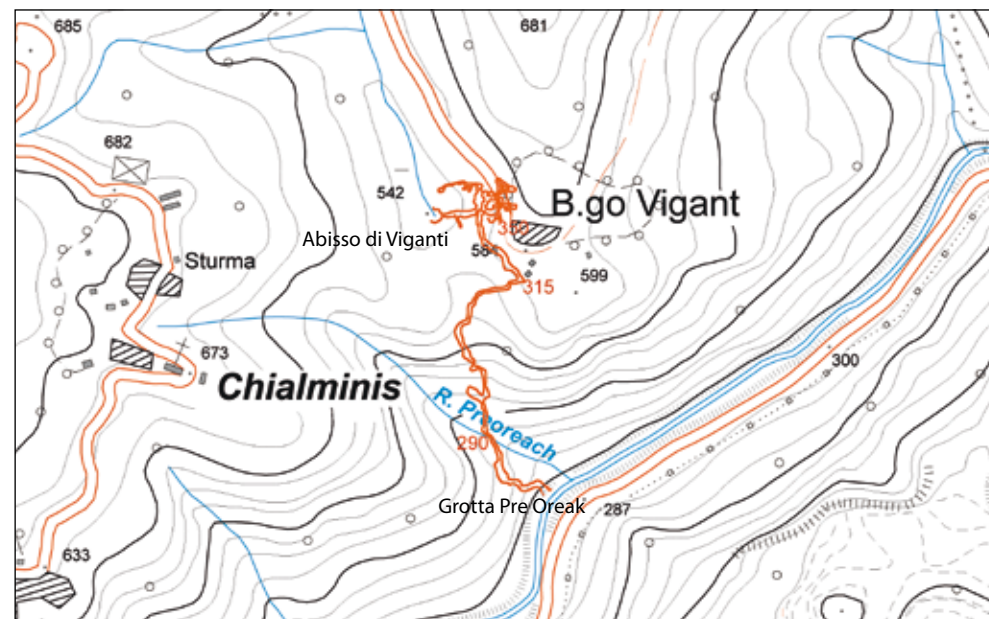
A cura di Santo Gerdol

Il corso del Torrente Cornappo, affluente del Torrente Torre, scorre per circa 2 km incassato in una valle incisa ad orientazione NE-SW. Le quote del fondo della gola sono comprese tra 240 e 300 m slm circa. I versanti della forra presentano acclività talora superiori a 45° (100%), con pendenze e dislivelli maggiori (oltre 300 m) in sinistra orografica tra il Monte Plaiul e Monteprato. Le gola è scavata nella Fm. dei Calcari del Cellina. Si tratta di calcari biancastri in strati pluridecimetrici o in banchi. Sono costituiti da micriti e calcareniti bioclastiche con lamellibranchi, gasteropodi e coralli. Localmente è presenta un orizzonte di calcari neri sottilmente stratificati. L'età è riferibile al Giurassico sup.-Cretacico inf.

Il tratto di corso d'acqua individuato attraversa quella che per lungo tempo in letteratura è stata definita "l'anticlinale asimmetrica dei monti la Bernadia", vergente a SW e connessa con la linea tettonica dei monti la Bernadia. L'assetto strutturale, a seguito delle più recenti ricerche è, in realtà, dato da una pila di unità tettoniche dinariche, successivamente di nuovo deformate dalla compressione neoalpina. In particolare un sovrascorrimento ad andamento arcuato, parallelo all'asse dell'anticlinale porta le formazioni cretaciche a scorrere sul Flysch nei pressi di Torlano, qualche centinaio di metri a valle della forra. Anche a settentrione è presente un sovrascorrimento orientato NNW-SSE che si innesta più a Nord nella linea d'importanza regionale Barcis-Staro Selo. L'evoluzione morfologica del corso del Cornappo è stata quindi condizionata dalla presenza di queste linee tettoniche ortogonali alla direzione di deflusso.

Le morfologie fluviali sono marcate, con marmitte d'erosione scavate nella roccia calcarea compatta, ripide pareti levigate, sottoescavazioni, pozze, ecc. In situazioni di precipitazione intense particolarmente spettacolari si presentano una cascata in riva destra in prossimità del ponte di Torlano di Sopra e lo sbocco delle acque provenienti dal sistema ipogeo Viganti-Pre Oreak.

Il Torrente Cornappo scorre per un lungo tratto, compreso fra i paesi di Debellis e Torlano, incassato in una valle ben incisa ed orientata NE-SW.

L'ampio ingresso dell'Abisso di Viganti che drena le acque del Rio Tanaloho. Dopo un lungo percorso sotterraneo, raggiungono il fondovalle del Cornappo attraverso la risorgiva del Pre-Oreak.

Il percorso sotterraneo del sistema Viganti-Pre Oreak (da Aa.Vv., 2007).

Il Torrente Cornappo ha scavato il suo alveo nei calcari cretacici che poi ha, in alcuni tratti, intensamente modellato.

L'infiltrazione delle acque del Rio Tanaloho nei calcari cretacici ad una quota di circa 580 m slm in prossimità di Borgo Vigant in destra orografica del Torrente Cornappo dà origine ad un imponente abisso. Dal grande ingresso (circa 10 m di altezza) le acque, superato un dislivello di oltre 250 m e un percorso sotterraneo di 1500 m, mediante un sifone giungono alla galleria della sottostante cavità Pre Oreak e si immettono nel Torrente Cornappo. La cavità formata da un'ampia galleria suborizzontale è interrotta nel tratto centrale da una grande sala derivante da crollo. Lungo le pareti calcaree della galleria sono evidenti fenomeni di erosione fluviale in ambiente ipogeo, quali marmitte, pareti levigate, causati dall'azione delle acque correnti. Sono ben osservabili lungo i circa 300 metri di agevole percorso, in parte attrezzato, all'interno della galleria Pre Oreak, che si apre lungo l'asta del Torrente Cornappo all'altezza di uno slargo nella strada, opportunamente segnalato.

Bibliografia essenziale: Aa. Vv., 2007; Biasizzo L., Borlini A. & Braida L., 2008; Carulli G.B., Longo Salvador G., Poli E., Ponton M., Tunis G., Vaia F. & Venturini C., 2002; Iacuzzi R. & Vaia F., 1981; Ponton M., 2008; Torre Leader et al., 2007; Venturini S. & Tunis G., 1998.

Cascate del Rio Boncic

• **Campo di Bonis,** Taipana, Udine.
Si tratta di alcune cascate che interessano un tratto del Rio Boncic (tributario attraverso il Rio Bianco del Fiume Natisone) a SE di Campo de Bonis. Il corso d'acqua è interessato da una successione di salti, rapide e cascate, in un ambiente naturale incontaminato, che si sviluppano in una stretta e tortuosa gola, incisa nel Flysh del Grivò, poco prima della confluenza nel Rio Bianco.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia.
• **Accessibilità:** l'accesso alla gola è reso possibile dal "sentiero naturalistico delle cascate" (qualche cavo e passerelle in legno) che inizia nei pressi dell'Azienda Agrituristica di Campo de Bonis.

DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol

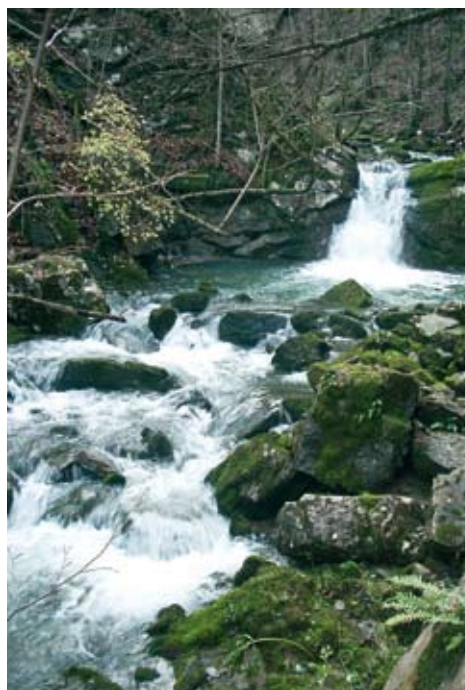
Le cascate sono poste lungo un tratto di gola di poco più di 1 km, inciso nelle rocce della Fm. del Flysch del Grivò. Il rio nasce dal pianoro di Campo de Bonis; dopo un breve tratto (circa 1,5 km) e dopo aver anche ricevuto apporti dalle acque sotterranee che si infiltrano nel pianoro, precipita attraverso una spettacolare successione di salti da quota 670 m circa a quota 445 m della confluenza con il rio Bianco. L'andamento è articolato con bruschi cambi di direzione lungo la breve asta torrentizia caratterizzata da folta vegetazione.

Il Flysch del Grivò è una tipica successione clastica sinorogenetica del Sudalpino orientale, costituita da megastrati carbonatici provenienti dalla Piattaforma Friulana e da torbiditi, prevalentemente silicoclastiche provenienti dai quadranti settentrionali. Litologicamente è caratterizzato dalle tipiche alternanza pelitico-arenacee in strati sottili ma anche, specie nella parte alta della Formazione, da un'evidente successione di potenti megabanchi carbonatici corrispondenti a colossali olistostromi franati nel bacino torbiditico. Questi megabanchi sarebbero diretta conseguenza di eventi sismici critici stanti ad indicare l'instabilità tettonica durante l'Eocene inf. del margine della Piattaforma Friulana prossima alla zona di deposizione delle torbiditi. I due megastrati più importanti per continuità e spessore sono quello di Vernasso (v. geosito Frana sottomarinma (olistostroma) di Vernasso), con una potenza massima di 260 m, e quello di Monte Joanaz.

Le cascate, alcune delle quali hanno altezza superiore alla decina di metri, e i numerosi salti di fondo con pozze e sottoescavazioni marcate sono condizionate dalla diversa erodibilità dei litotipi del flysch (marne e megabanchi carbonatici).

In particolare, il Rio Boncic incide due banchi carbonatici dei quali quello a quota inferiore, in prossimità della confluenza nel Rio Bianco, è proprio il megastrato di Monte Joanaz. Tra i due banchi sono presenti torbiditi costituite da calciruditi, calcareniti e marne.

La gola del Rio Boncic inizia a SE dell'ampio pianoro debolmente ondulato, denominato Campo de Bonis, ex lago glaciale. Il pianoro è interessato da numerosi *sinkhole* (inghiottitoi) legati alla carsificazione dei banchi carbonatici sottostanti le coperture quaternarie. Gli inghiottitoi e le altre depressioni (definibili doline alluvionali) alimentano le acque nel sottosuolo poi drenate dal Rio Boncic.

Bibliografia essenziale: Catani G. & Tunis G., 2000; Iacuzzi R. & Vaia F., 1981; Menchini et al., 2001; Pecile I. & Tubaro S., 2008; Ponton M., 2008; Torre Leader s.c.a.r.l. et al., 2007.

Salti di fondo con un susseguirsi di pozze lungo il corso del Rio Boncic.

Una delle diverse cascate che, lungo il rio, si sviluppano fra livelli arenaceo-marnosi e banconi calcarenitici.

Cascata della Cukula

• **Platischis,** Taipana, Udine.
La cascata, denominata della Cukula, sul rio Namlen è la più imponente, con un salto di oltre 70 metri, tra tutte quelle presenti nel territorio delle valli del Torre e Natisone
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia.
• **Accessibilità:** l'accesso alla base della cascata è reso possibile da un sentiero in parte attrezzato (qualche cavo e qualche gradino in legno), che collega Platischis con Prossenicco in prossimità del cimitero.

DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol

La cascata è posta sul Rio Namlen, tributario del Torrente Natisone, a SE dell'abitato di Platischis. Lo spettacolare salto delle acque del torrente avviene poco a monte della confluenza tra il Rio Podiauer e il Rio Podiama. Solo dopo la confluenza, poco a valle della cascata, il torrente assume la denominazione di Rio Namlen. Tuttavia la cascata della Cukula è conosciuta anche come cascata del Rio Namlen. È posta in un contesto caratterizzato da tratti in forra nei due corsi rii a monte della confluenza.

Il Rio Podiama nasce dalle pendici del Monte Cripia, circa 2 km a SW di Platischis ad una quota di circa 850 m.

Il corso d'acqua incide le rocce della Fm. del Flysch di Grivò (v. geosito Cascate del Rio Boncic) approfondendosi rapidamente e dando quindi luogo alla cascata la cui base è posta ad una quota di circa 420 m. Il dislivello, lungo questo tratto di asta di poco superiore a 2,5 km, è quindi di oltre 400 m.

Le morfologie fluviali con marmitte, pozze, sottoescavazioni marcate e la cascata della Cukula in particolare sono sicuramente condizionate dalla distribuzione dei litotipi nel Flysch di Grivò (marne più erodibili, megabanchi carbonatici meno erodibili). I corsi dei rii Podiama e Podiauer in corrispondenza della confluenza incidono il potente banco carbonatico, denominato megastrato di Monte Joanaz. La presenza del megastrato carbonatico con spessore di parecchie decine di metri, unitamente al "controllo" tettonico ha determinato l'evoluzione del reticolo idrografico con la presenza della spettacolare cascata.

Bibliografia essenziale: Catani G. & Tunis G., 2000; Iacuzzi R. & Vaia F., 1981; Menchini G., 1996; Pecile I. & Tubaro S., 2008; Ponton M., 2008; Torre Leader s.c.a.r.l. et al., 2007; Tunis G., 2000.

La spettacolare cascata della Cukula, con una altezza di oltre 70 metri.

L'incisione del rio Namlene e l'area della Cascata della Cukula, visti da Prossenicco.

Una delle pittoresche cascate che si incontrano lungo il sentiero naturalistico.

Cataclasiti presso le sorgenti della Santissima Trinità

• **Chiesa della Santissima Trinità, Monteaperta,** Taipana, Udine.
Esempio spettacolare, e di facile accesso, di "paesaggio di faglia". Una potente fascia di cataclasiti (minuti frammenti spigolosi prodotti per frizione tettonica) marca il piano di faglia della Linea Barcis-Staro Selo). Il sovrascorrimento, di importanza regionale, porta la base della Dolomia Principale (Triassico sup.) ad accavallarsi sul Flysch del Grivò, formazione di età Eocene medio (v. geositi Linea Barcis-Staro Selo nella gola del Torrente Susaibes e Linea Barcis-Staro Selo: Monte Dagn e Monte Cecon).
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia strutturale, idrogeologia, geomorfologia.
• **Accessibilità:** il geosito è facilmente accessibile a piedi in quanto posto a breve distanza dalla chiesa della Santissima Trinità (q. 659 m), a occidente dell'abitato di Monteaperta. Percorse poche centinaia di metri pianeggianti e una breve rampa, il sentiero esce dal bosco e giunge nella conca biancheggiante, pressoché spoglia da vegetazione, di un ramo di sinistra del Rio Tasaràvanza.

DESCRIZIONE
A cura di Giovanni Battista Carulli

La biancheggiante conca che si apre all'uscita del bosco percorso dal sentiero di accesso dà, alla prima impressione, di essere giunti sul fronte di una cava per la produzione di pietrisco o in corrispondenza di una fascia continua di detriti di falda ma tutti a pezzatura uniforme, estremamente minuta e senza locali bacini di alimentazione. In realtà il candore abbacinante è prodotto da una fascia di cataclasiti potente decine di metri ed estesa lungo tutto l'alto fronte del locale impluvio.

La roccia di faglia è costituita da frammenti spigolosi per lo più di ridottissime dimensioni, da centimetriche fino a vera e propria polvere, tutti di natura dolomitica. Lungo il pendio, estremamente instabile, si trovano talora clasti maggiori marcati da evidenti liscioni e specchi di faglia con le tipiche striature di movimento.

Sul coronamento dell'impluvio la fascia di cataclasiti è sovrastata da rocce dolomitiche molto fratturate e talora pericolosamente aggettanti che mostrano di passare a banconi più compatti mano a mano che si procede in quota.

L'osservazione di blocchi dolomitici maggiori nell'alveo rivela talora belle sezioni di grossi Megalodontidi (bivalvi tipici del Triassico). Essi, spesso tondeggianti per un più lungo percorso di caduta, provengono dai sovrastanti ripidi pendii, appartenenti al versante meridionale della Catena del Gran Monte e con il loro contenuto paleontologico e con la loro litologia dimostrano l'età tardo triassica e la natura carbonatica delle rocce costituenti la Catena.

La fascia di cataclasiti appartiene alla Linea Barcis-Starasella (o Staro Selo), sovrascorrimento a basso angolo con piano di faglia immergente a Nord, che porta la base della Dolomia Principale (Triassico sup.) a sovrascorrere sul Flysch del Grivò di età Eocene medio.

Lo sradicamento della rigida massa dolomitica dalla sua originaria posizione e la sua traslazione a Sud fino all'accavallamento sul flysch, dovuti

La dorsale del Gran Monte vista da Sud-Est, sullo sfondo la catena del Monte Musi; si nota l'estensione delle cataclasiti presenti alla base della catena montuosa stessa.

Una sezione di megalodontide, lunga una decina di centimetri.

ai moti compressivi della tettonica tardo-alpina, hanno provocato per frizione la fatturazione minuta della sua base con la formazione di queste estese rocce di faglia.

Il Flysch del Grivò non è qui direttamente affiorante, essendo mascherato dal piede delle cataclasiti in continua caduta ed alimentazione e dal loro ruscellamento a valle ma, al di là delle sue continue esposizioni alle quote immediatamente minori, è intuibile per motivi idrologici. Infatti la sovrapposizione di un mezzo oltremodo poroso qual è la dolomia, per di più estremamente fratturata al suo piede, su un mezzo molto impermeabile quale è il flysch (costituito da argilliti, marne ed arenarie) ha prodotto la formazione di una serie di sorgenti di "troppo pieno".

Le abbondanti acque meteoriche (l'area è la più piovosa d'Italia!) e quelle provenienti dallo scioglimento delle copiose nevicate sulla zona alimentano abbondantemente l'acquifero all'interno della montagna che in più punti fuoriesce in una serie di tipiche sorgenti di trabocco per contatto tettonico. Si ritiene interessante riferire che, a detta dei locali, alcuni giorni prima del disastroso terremoto del 6 maggio 1976 (il cui ipocentro è stato ricalcolato a pochissimi chilometri di distanza a Ovest del geosito) le acque di alcune sorgenti fuoriuscirono torbide.

La linea Barcis-Staro Selo è una delle principali strutture tettoniche che interessano le Prealpi friulane estendendosi longitudinalmente per oltre 70 km dalla valle dell'alto Isonzo (Staro Selo è un abitato in territorio sloveno posto a circa 4 km in linea d'aria a Est del Geosito) fino a Ovest di Barcis. Il sovrascorrimento produce lungo tutta la sua estensione fasce imponenti di cataclasiti che danno luogo ad un tipico "paesaggio di faglia" (Lusevera, Forcella di Pala Barzana, Andreis per citare alcuni esempi oltre a quello del presente Geosito).

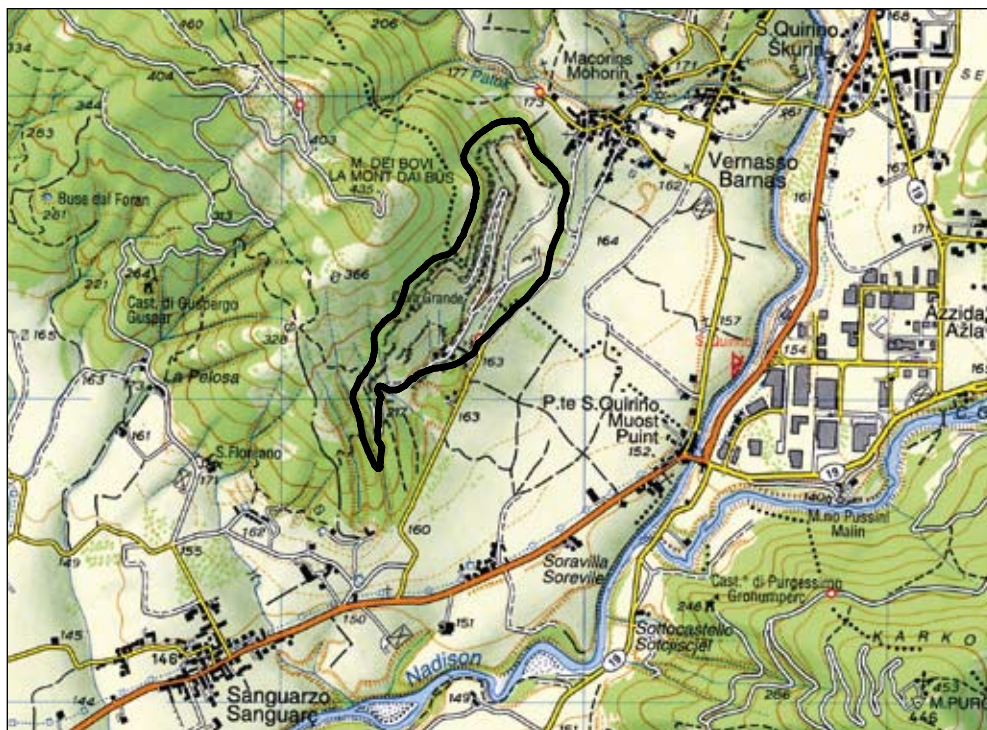
La linea Barcis-Staro Selo era un tempo nota nella letteratura geologica regionale come "Sovrascorrimento Periadriatico". Ora è preferibile usare questa nuova denominazione in quanto quella precedente generava confusione con il termine di "Lineamento Periadriatico" (o insubrico) usato tuttora specie dagli Autori di lingua tedesca. Con quest'ultimo nome è indicato l'elemento tettonico più settentrionale di ben maggiore importanza, di geometrie, cinematica e significato geodinamico completamente diversi. Esso infatti attraversa l'intera catena alpina e con i suoi segmenti (Linea della Gail, Linea della Pusteria, Linea del Tonale, …) separa il dominio Sudalpino (di pertinenza africana) da quello delle Alpi s.s. (di pertinenza europea).

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., Longo Salvador G., Poli E., Ponton M., Tunis G., Vaia F., Venturini C., Muscio G., Venturini S., Spadea P. & Vai G.B., 2002; Martinis B., 1966; Ponton M. & Tunis G., 1996; Poli M.E., 2009.

La fascia di frammenti dolomitici della cataclasite, di minute dimensioni, è sovrastata da banconi di dolomie intensamente fratturate e pericolosamente aggettanti.

La potente fascia di cataclasiti (si faccia il confronto con le persone presenti all'apice del detrito) in corrispondenza della Linea Barcis-Staro Selo.

Frana sottomarina (olistostroma) di Vernasso

• **Vernasso,** Cividale del Friuli e San Pietro al Natisone, Udine.
Nella successione del Flysch del Grivò (Paleocene sup.-Eocene inf.) esposta nella ex cava di Vernasso affiorano in totale 5 megabanchi principali (alternati ad altri minori) legati a frane sottomarine. Quello noto come Megastrato di Vernasso è colossale e probabilmente rappresenta uno dei più potenti corpi sedimentari originati da un singolo episodio di deposizione conosciuti al mondo. I corpi carbonatici inclusi (olistoliti) contengono associazioni fossili note sino dal XIX secolo. In particolare, nei calcari laminati dell'Hauteriviano-Barremiano sono conservati i più antichi esemplari di Clupeomorfi a livello mondiale, mentre nei coevi calcari dolomitici verdastri è presente un rarissimo livello di moria di massa costituito in gran parte da pesci picnodontiformi. I calcari neri del Senoniano contengono una flora continentale descritta da Bozzi (1891).
• **Grado d'interesse:** sovranazionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, paleontologia, sedimentologia.
• **Accessibilità:** l'ex cava Italcementi si apre vicino il paese di Vernasso, pochi chilometri a NE di Cividale. L'accesso alla cava è vietato, ma i fronti di cava sono visibili anche dalla strada.

DESCRIZIONE
A cura di Fabio Marco Dalla Vecchia, Giorgio Tunis, Billy Figus e Giuseppe Muscio

Una grande cava, oggi dismessa, ha asportato una parte considerevole del fianco orientale del Monte dei Bovi presso il paese di Vernasso, all'imbocco delle Valli del Natisone, circa cinque chilometri ad est di Cividale del Friuli. I lavori di estrazione hanno messo alla luce la struttura interna del rilievo, rivelando una conformazione geologica del tutto particolare. La caratteristica peculiare è la presenza di uno strato dallo spessore straordinario (230 m), denominato "Megastrato di Vernasso" e appartenente alla successione del Flysch del Grivò (Paleocene sup. p.p.-Eocene inf. p.p).

Nel Megastrato si distinguono cinque unità. Quella basale (potente circa 55 m) è caratterizzata da una megabreccia poco organizzata contenente evidenti corpi calcarei e marnosi (olistoliti). L'unità passa a quella successiva (circa 85 m) sfumando gradualmente in una megabreccia al cui interno non sono più riconoscibili grossi olistoliti calcarei. Sono tuttavia inglobati pacchi metrici-decimetrici di torbiditi (depositi di mare profondo prodotti da fenomeni gravitativi) erose dal fondo del bacino di deposizione. Segue una terza unità (circa 25 m) che mostra sia contatti netti che passaggi graduali con quella sottostante. Si tratta di una calcirudite normalmente gradata che sfuma verso l'alto passando ad una quarta unità costituita da calcarenite gradata (circa 35 m). La suite deposizionale è quindi chiusa da marne potenti complessivamente 30 m. Si sottolinea che i diversi spessori generalmente variano da zona a zona. In particolare, il Megastrato di Vernasso raggiunge il massimo spessore totale stimato, circa 264 m, presso Costa di Torreano.

Per quanto riguarda la provenienza dei materiali carbonatici, la loro composizione indica chiaramente una sorgente rappresentata da una piattaforma carbonatica con prevalenza di sedimenti d'acqua bassa. Sulla base dei dati deposizionali, l'area sorgente risulta la Piattaforma Carbonati-

Vista aerea panoramica della ex-cava Italcementi di Vernasso (versante orientale del Monte dei Bovi, fra Cividale del Friuli e San Pietro al Natisone), che espone parte del Megastrato 11.

ca Friulana, posta a meridione del Bacino Giulio, uno stretto bacino allora allungato nella direzione NW-SE.

Tra le diverse litologie che costituiscono gli olistoliti, si segnalano litotipi di età compresa tra l'Hauteriviano e l'Eocene inferiore: Calcari del Cellina (Cretacico inf.), Calcari di Aurisina (Senoniano-Turoniano?), Scaglia rossa (Maastrichtiano-Paleocene) e flysch pressoché coevo al megastrato. Si può ipotizzare che le nicchie di distacco (probabilmente nicchie multiple) da cui provennero gli olistoliti, definivano una parete impressionante in zona di scarpata, in quanto le litologie ben conosciute nella successione di piattaforma delle Prealpi Giulie (Monti della Bernadia, Valle dello Iudrio, Monte Sabotino) e del Carso, abbracciano gran parte degli intervalli stratigrafici compresi tra il Cretacico inferiore (Hauteriviano) e l'Eocene inferiore.

L'origine

I meccanismi d'innesco di questi fenomeni gravitativi rappresentano ancora un argomento molto dibattuto. I terremoti, così come le fasi di

Sud
Nord
B
F

Il megastrato di Vernasso, costituito da un olistostroma (F) e un livello superiore (B) di breccia (da Società Geologica Italiana, 2002).

Il megastrato di Vernasso è costituito da un olistostroma (con una potenza di circa 140 m) nella parte inferiore che passa ad un livello superiore di breccia e poi, gradualmente, a calcarenite e, infine, marna.

Il dettaglio indicato nella figura sopra permette di osservare olistoliti di calcari di piattaforma, di età compresa fra il Neocomiano e l'Eocene, e grossi brandelli di torbiditi.

Alternanze fra megabanchi carbonatici e livelli terrigeni nel Flysch di Grivò esposte lungo le pareti dell'ex cava.

abbassamento relativo del livello del mare (caduta eustatica), sono ritenuti i fattori d'innesco principali.

Per quanto riguarda il Flysch del Grivò si ritiene che terremoti, verosimilmente verificatisi in risposta a fasi di significativo aumento del carico tettonico sul margine interno del bacino Giulio, abbiano rappresentato il fattore d'innesco più importante di questi colossali episodi di risedimentazione, determinando la genesi di accumuli lineari al piede della scarpata, allungati secondo l'asse del bacino in direzione NO-SE.

La caduta eustatica ricoprì molto probabilmente un ruolo secondario. Per meglio comprendere questa affermazione, è necessario una breve premessa. Nel caso generico delle frane sottomarine gli eventi importanti di megabreccia coincidono con fasi di stazionamento basso relativo del livello marino.

Durante i periodi di stazionamento alto relativo del livello del mare, invece, avviene generalmente il contrario e negli intervalli stratigrafici predominano torbiditi carbonatiche e marne con tassi di sedimentazione complessivamente modesti .

Nel caso specifico del Flysch del Grivò solo il segmento basale (il Megastrato di Vernasso si trova in quello intermedio!) vede la presenza di unità importanti di megabreccia, congruenti con fasi di abbassamento eustatico relativo del livello marino. Inoltre, queste unità sono caratterizzate da una bassa proporzione di torbiditi silicoclastiche in rapporto a quelle carbonatiche e ciò non è più compatibile con l'ipotesi comunemente accettata della caduta eustatica.

Si può quindi concludere che il fattore tettonico abbia quanto meno mascherato l'influenza delle variazioni relative del livello marino (segnale eustatico). È del resto ragionevole ammettere che il fianco Nord-orientale della Piattaforma Friulana fosse un'area sismicamente attiva durante il Paleocene superiore-Eocene inferiore

In base alla geometria complessiva dei corpi possiamo ipotizzare che i megastrati siano da porsi in relazione ad eventi catastrofici: gli unici che possono giustificare la deposizione praticamente istantanea di enormi volumi di materiale in un singolo strato ed un'estensione lineare di varie decine di chilometri.

I vertebrati negli inclusi del Megastrato

I vertebrati, costituiti esclusivamente da pesci, sono relativamente rari negli inclusi. Nella cava di Vernasso i loro resti si rinvengono principalmente in tre gruppi distinti di blocchi, due di età Hauteriviano superiore-Barremiano inferiore, e uno Coniaciano-Santoniano.

Vertebrati dell'Hauteriviano-Barremiano

Due blocchi o gruppi di blocchi, diversi dal punto di vista della litologia e del contenuto fossilifero, provenienti da due distinti intervalli all'interno dell'originaria sequenza stratigrafica della piattaforma carbonatica, sono databili all'Hauteriviano-Barremiano, intorno ai 130 milioni di anni fa.

I vertebrati dei calcari chiari laminati

L'associazione fossile è conservata in calcari a laminazione millimetrica originariamente di colore nero ed ora bianchi per alterazione. Gli organismi più comuni sono piccoli pesci lunghi 1,5-6 centimetri, perfettamente conservati nei minimi dettagli e riferibili in gran parte, se non tutti, al clade Clupeomorpha (che attualmente include sardine ed aringhe). Si tratta dei più antichi rappresentanti di questo importante gruppo di pesci ossei. Sono presenti anche piccoli gasteropodi, minuti bivalvi, crostacei decapodi e ofiuroidi.

I vertebrati dei calcari verdastri con moria di massa

Alcuni blocchi di calcari verdastri massicci presentano la testimonianza fossile di un evento decisamente straordinario. Al loro interno si osserva uno straterello marrone di spessore variabile, in media tra i 2 millimetri e il mezzo centimetro, formato esclusivamente dall'accumulo di carcasse di pesci. In pratica, è un livello costituito da ossa e denti. Le carcasse sono talmente "impacchettate", compresse e mischiate tra loro che il contorno dei singoli corpi non si distingue più e la posizione delle teste si identifica solo grazie ai denti, che spiccano lucidi dalla massa marrone-rossiccia dei resti scheletrici. Sono riconoscibili le batterie dentarie dei picnodontiformi (pesci tipici dei mari tropicali del Cretacico) costituite da file di denti piatti e a forma di molari,

Un picnodontiforme, tipico pesce di "scogliera" del Cretacico, isolato pazientemente all'interno del livello di mortalità di massa dell'Hauteriviano superiore-Barremiano.

Un pesce osseo clupeomorfo perfettamente conservato all'interno dei calcari laminati dell'Hauteriviano superiore-Barremiano. Potrebbe essere definito l'"antenato" delle attuali sardine. È lungo circa quattro centimetri.

La caratteristica dentatura vomerina di un pesce picnodontiforme, atta alla frantumazione dei gusci, conchiglie e carapaci degli organismi di cui si nutriva (ricorda quella dell'attuale orata). È lunga due centimetri circa.

Un resto vegetale del Coniaciano-Santoniano, con frammenti di ambra: si tratta di un rinvenimento eccezionale, data la rarità dell'ambra mesozoica.

I denti del rinoceronte Stephanorhinus kirchbergensis *rinvenuti a Vernasso e databili a circa 450.000-120.000 anni fa.*

di dimensioni diverse e a contatto tra di loro. Lo straterello è probabilmente il risultato della moria in massa di uno o più branchi di pesci.

Vertebrati del Coniaciano-Santoniano.

I blocchi fossiliferi sono costituiti da calcari a grana fine e frattura concoide, non laminati e di colore originariamente nero, che per alterazione diventano bianchi e talvolta friabili.

La loro età era stata definita già nel XIX secolo sulla base del contenuto di piante e invertebrati fossili. Lo studio del nannoplancton calcareo (corpuscoli formati ciascuno da un cristallo di calcite, che ricoprivano piccoli organismi planctonici) ha confermato la datazione al Coniaciano-Santoniano (circa 85 milioni di anni fa).

I resti di vertebrati sono rari. La presenza dei Condritti è testimoniata da un singolo dente isolato dello squalo lamniforme *Squalicorax*. Tre esemplari incompleti di pesci teleostei furono descritti (ma non figurati) da Francesco Bassani nel 1895 e determinati come *Dercetis* sp.. Un quarto esemplare, quasi intero, fu studiato nel 1915 da G. Canestrelli, che attribuì tutti i reperti a *Leptotrachelus* sp., un nome pre-occupato, sostituito poi da *Benthesikyme*. Il materiale di Bassani e Canestrelli non è più reperibile.

Fossili non vertebrati.

I blocchi contengono pure un'interessante flora terrestre, costituita da Araucariacee, *Cunninghamites elegans*, *Genitzia reichenbachi*, *Genitzia* (*Sequoia*) *rigida*, *G.* (*Sequoia*) cfr. *sphenolepis*, *Arundo* sp., ?*Arundo groenlandica*, ?*Frenelopsis* e rare angiosperme. Testimonia la vicinanza di terre emerse.

Anche gli invertebrati sono comuni, soprattutto i bivalvi ("*Inoceramus*", "*Astarte*", "*Pholadomya*") e i gasteropodi, mentre più rare sono le ammoniti (*Acanthoceras* sp.).

I fossili dei riempimenti carsici

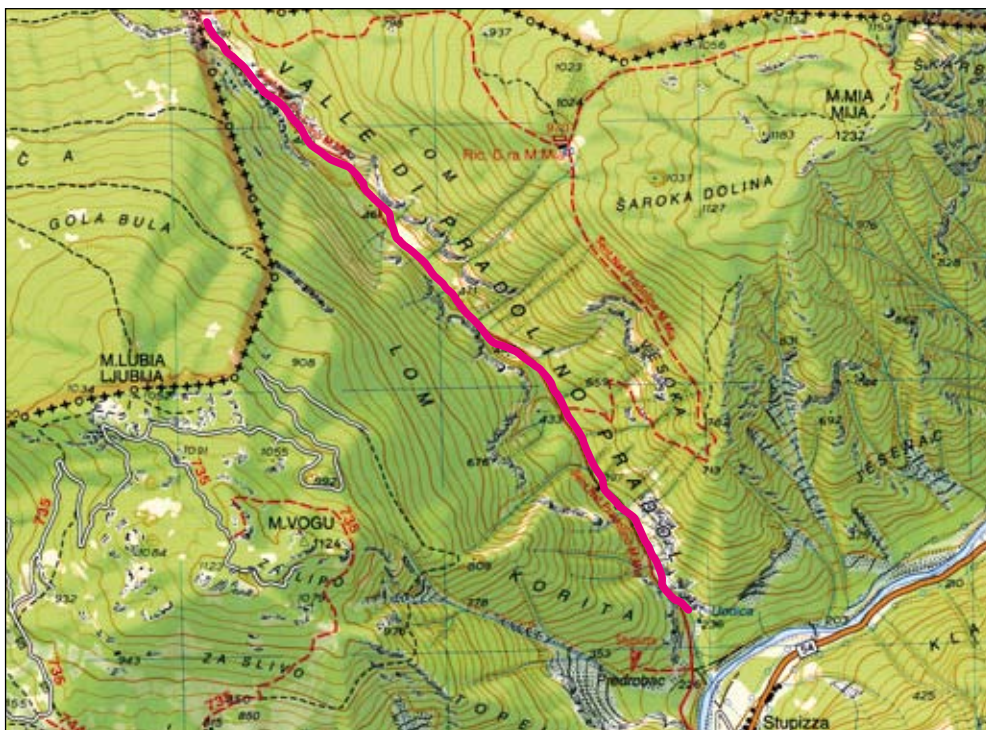
Blocchi e matrice calcarea sono stati interessati dal carsismo e quindi all'interno del megastrato si sono formate modeste cavità carsiche di dissoluzione, incrostate dal carbonato di calcio depositato dalle acque percolanti. Quando la cava era ancora attiva, i lavori di sbancamento nella zona settentrionale e più bassa intercettarono una di queste cavità, riempita di terra rossa. Nel detrito accumulato ai piedi della parete in cui si apriva la cavità furono scoperti alcuni resti ossei e denti. Il sopralluogo da parte del Museo Friulano di Storia Naturale ha portato al recupero di tutti i reperti ancora presenti.

La datazione dei sedimenti che riempiono le cavità carsiche si basa sul loro contenuto di vertebrati fossili. In questo caso si tratta di un rinoceronte. I frammenti ossei non sono determinabili, ma nel campione sono presenti, più o meno completi, quattro denti in discreto stato di conservazione. Si tratta di un secondo molare superiore sinistro, un secondo molare superiore destro, un primo o secondo molare inferiore sinistro e un quarto premolare superiore sinistro.

I denti sono stati attribuiti a *Stephanorhinus kirchbergensis*, una specie che visse nel Pleistocene medio e che popolava le savane alberate, sulla base delle grandi dimensioni e di alcuni caratteri morfologici (diversa ipsodonzia tra molari e premolari, superficie dello smalto liscia, seno mediale largo ed arrotondato).

Bibliografia essenziale: Bassani F., 1895; Bozzi L. 1891; Canestrelli G., 1915; Catani G. & Tunis G., 2000; Einsele G., Chough S.K. & Shiki T., 1996; Dalla Vecchia F.M., 2003; 2008b; Mutti E., Ricci Lucchi F., Seguret M. & Zanzucchi G., 1984; Pirini Radrizzani C., Tunis G., & Venturini S., 1986; Posamentier H.W. & Vail P.R., 1988; Schlager W., Reijmer J.J.G. & Droxler A., 1994; Spence G.H. & Tucker M.E., 1997; Tunis G. & Venturini S., 1992; 2002b; Venturini S., & Tunis G., 1992b; Tommasi A. ,1891.

Valle sospesa di Pradolino

• **Valle di Pradolino, Stupizza,** Pulfero, Udine.
Il Solco di Pradolino, vallecola sospesa fra i Monti Mia e Vogu nel settore Nord-orientale delle Prealpi Giulie, è un emblematico esempio di valle di confluenza glaciale rielaborata dal carsismo.
• **Grado d'interesse:** regionale
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, carsismo.
• **Accessibilità:** è raggiungibile da Stupizza lungo il sentiero naturalistico Pradolino-Monte Mia, che risale la valle fino a Bocca di Pradolino posta in corrispondenza del Confine di Stato.

DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi e Furio Finocchiaro

La valle del Pradolino è una profonda incisione che separa il Monte Mia dal Monte Vogu e che nasce e si sviluppa per la maggior parte della sua estensione in Italia con direzione circa NW-SE. Percorrendola dall'abitato di Stupizza verso il confine si può osservare l'intera successione stratigrafica, dai terreni più antichi a quelli più recenti, ad eccezione del Flysch paleocenico. La stratificazione immerge verso NW con un'inclinazione che varia fra i 20° e i 30°. Il tratto a valle (210 m slm) è caratterizzato da una stretta incisione (le pareti sono separate da una ventina di metri circa) ove si trova la sorgente Uodica (280 m slm).

La valle sale fino a quota 400 m circa con le pareti ad Ovest ed i detriti di falda del Monte Vogu, ad Est i ghiaioni che scendono dal Monte Mia. A questa quota la valle si allarga, superando in alcuni punti il centinaio di metri, con superficie irregolare a causa di un'alternanza di gradini e di depressioni sul cui fondo si trovano numerosi punti di infiltrazione. Queste depressioni sono state definite "doline a condizionamento prevalentemente tettonico". Il culmine della Valle de Pradolino si trova in prossimità del confine di stato, alla quota di circa 500 m; da qui degrada verso il Fiume Natisone in terra slovena.

Secondo A. Tellini (1898) e F. Vaia (1997), la valle del Pradolino sarebbe una valle abbandonata dal Fiume Natisone che ha subito una cattura fluviale da parte del Torrente Bela, l'avvento di una fase glaciale in avanzamento e la successiva fase di ritiro e infine la forte tettonica di compressione.

Il Fiume Natisone scorreva da NW verso SE lungo la valle del Pradolino e poi proseguiva verso SW dall'abitato di Stupizza. Nel Pliocene, a seguito della cattura da parte del Torrente Bela, il Natisone abbandonava la valle del Pradolino e continuava verso Est fino a congiungersi con l'Isonzo a valle di Caporetto. Con l'avanzamento di una lingua glaciale, che copriva tutta la valle tra Podbela e Caporetto, si aveva la formazione di uno sbarramento che causava la ripresa del vecchio percorso lungo la valle del Pradolino.

A seguito del ritiro dei ghiacciai, si ha la formazione tra Robic e Caporetto di un nuovo spartiacque costituito dai depositi morenici abbandonati dalla lingua glaciale che ricopriva la zona e quindi la necessità da parte del Natisone di abbandonare nuovamente la valle del Pradolino e di proseguire la propria strada verso mare attraverso la valle che separa il Monte Mia dal Monte Matajur, cioè lungo il percorso attuale.

È una ricostruzione evolutiva complessa che non tiene in debito conto dell'importanza degli avvenimenti pre-quaternari e restringe forse troppo l'intervallo temporale dell'evoluzione.

Bibliografia essenziale: Tellini A., 1898; Vaia F., 1997; Muscio G. & Zucchini R., 1997.

La Valle di Pradolino vista da Stupizza; sulla destra le pendici del Monte Mia.

Piega di Gnidovizza

• **Gnidovizza**, Stregna, Udine.
Il geosito costituisce una evidente piega rovesciata a vergenza dinarica (SW) che interessa depositi torbiditici del Cretacico sup.
• **Grado d'interesse:** regionale
• **Interesse scientifico:** geologia strutturale, geologia stratigrafica, sedimentologia.
• **Accessibilità:** è facilmente accessibile poiché si trova nell'Alta Valle del Torrente Iudrio lungo la strada, in destra idrografica, tra gli abitati di Gnidovizza e Presserie. A poche centinaia di metri da Gnidovizza è possibile parcheggiare in uno spiazzo, all'altezza dell'ultima curva prima dell'abitato.

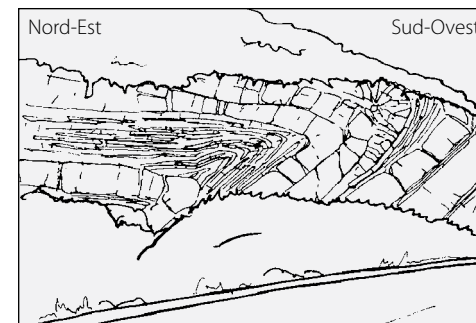
DESCRIZIONE
A cura di Giorgio Tunis

Nell'Alta Valle dello Iudrio, in destra idrografica, tra Gnidovizza e Presserie, si sviluppa una fascia, che affiora per circa 1500 m di lunghezza, caratterizzata da evidenti deformazioni di origine tettonica. In tale contesto si individua un'ampia piega anticlinale rovesciata associata ad un sovrascorrimento a vergenza SW (dinarica).

Il nucleo di questa struttura è costituito da torbiditi arenaceo-marnoso-calcarenitico-calcilutitiche, con banchi di breccia, di età maastrichtiana (Cretacico sup.). La sua messa in posto è da relazionarsi probabilmente alla fase meso-alpina, tardo-eocenica.

La piega consente di osservare la successione stratigrafica maastrichtiana per uno spessore di circa 500 m. In questo tratto della sezione, compaiono le prime torbiditi silicoclastiche con sequenza di Bouma completa. Con questo termine si intende uno strato ben definito deposto da una singola corrente di torbidità in ambiente sommerso e caratterizzato da una definita successione verticale di strutture sedimentarie associate a variazioni granulometriche.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., 2006; Tunis G. & Venturini S., 2002c.

Nord-Est   Sud-Ovest

Schema relativo alla piega illustrata (da Società Geologica Italiana, 2002).

Un'ampia piega anticlinale rovesciata associata ad un sovrascorrimento a vergenza SW (dinarica). Le deformazioni interessano il flysch del Cretacico sup.

Pieghe a "zig zag" nel Flysch di Clodig

• **Obranche,** Drenchia, Udine.
Fitta successione di pieghe a zig-zag che interessano l'unità stratigrafica del Flysch di Clodig (Cretacico sup.).
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia strutturale, geologia stratigrafica, sedimentologia
• **Accessibilità:** è facilmente accessibile poiché si trova lunga la scarpata della strada che da Clodig sale verso Lamboi, poco ad Ovest del borgo di Obranche.

DESCRIZIONE
A cura di Giorgio Tunis

Ad occidente di Obranche, lungo il tratto rettilineo della strada che collega l'omonimo abitato a quello di Peternel, affiorano una serie di pieghe a zig-zag (chevron fold) caratterizzate da fianchi rettilinei e cerniere strette. Localmente si osservano anche piccoli slump passanti talora a slump breccia.

L'unità stratigrafica interessata da queste deformazioni è il "Flysch di Clodig" (Maastrichtiano, Cretacico sup.): un'alternanza di calcareniti e marne con subordinate arenarie. Questi depositi sono ascrivibili ad una zona di scarpata inferiore.

Dal punto di vista sedimentologico, interessanti sono i frequenti esempi di *two-layer system*, ossia livelli carbonatici risedimentati, originati da un unico evento di trasporto che nella discesa verso il bacino si è separato in due parti, una inferiore caratterizzata da un flusso granulare ed una superiore che costituisce un flusso torbiditico.

Ancora più frequenti le tipiche coppie (o triplette) arenaria-calcarenite (e calcisiltite) che rappresentano il prodotto di due flussi provenienti da direzioni diverse.

Bibliografia essenziale: Tunis G. & Venturini S., 2002d.

Particolare delle deformazioni negli strati del flysch.

Schema relativo alle pieghe illustrate (da Società Geologica Italiana, 2002).

La serie di pieghe a zig-zag, con fianchi rettilinei ma cerniere strette, che interessano il Flysch di Clodig che affiora lungo la strada Obranche-Petrenel.

Forra del Fiume Natisone

• **Fiume Natisone,** Premariacco e Cividale del Friuli, Udine.
Con la denominazione vengono indicati due tratti del corso del Fiume Natisone nella pianura alluvionale. Il tratto più settentrionale si sviluppa attraverso l'antico borgo di Cividale, mentre quello più meridionale lambisce ad oriente Premariacco. Rappresentano un bellissimo esempio di erosione fluviale nei conglomerati pleistocenici.
• **Grado d'interesse:** regionale
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia.
• **Accessibilità:** è ben osservabile dal Ponte del Diavolo a Cividale e dal Ponte Romano di Premariacco. L'alveo è raggiungibile in più punti da brevi carrarecce che si dipartono dalla rete stradale principale.

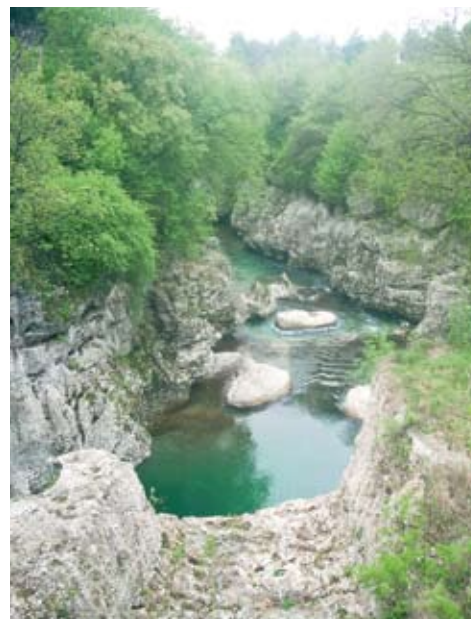
DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol

Il corso del Fiume Natisone scorre incidendo alluvioni grossolane molto spesso cementate (conglomerati) per oltre 16 km tra San Pietro al Natisone e Orsaria. In particolare il fiume è profondamente incassato nei depositi conglomeratici lungo due tratti in corrispondenza di Premariacco (circa 1,5 km) e Cividale (circa 1 km).

I conglomerati della pianura cividalese sono puddinghe poligeniche costituite prevalentemente da ghiaie e ciottoli calcarei di diametro generalmente inferiori a 15 cm. Derivano dalla cementazione dei depositi alluvionali grossolani per la deposizione dei sali calcarei disciolti nelle acque. Le naturali variazioni del grado di cementazione e/o le locali variazioni granulomentriche, determinano un diverso grado di erodibilità nei conglomerati, determinando lungo il Natisone, specialmente nei due tratti precedentemente indicati la formazione di sottoescavzioni, ingrottamenti, marmitte più o meno sviluppati. Nelle scarpate subverticali l'erosione fluviale provoca la formazione di vere e proprie mensole più o meno aggettanti. Quando le condizioni d'equilibrio giungono al limite, di solito si generano fratture di tensione verticali quasi sempre parallele al corso d'acqua che preludono al crollo dei volumi instabili nell'alveo. Grandi blocchi crollati di conglomerato caratterizzano la sezione di deflusso soprattutto nel tratto di Premariacco.

Le scarpate conglomeratiche dei terrazzi fluviali nei due tratti di alveo individuati presentano pendenze molto accentuate fino alla verticalità. I dislivelli tra l'orlo e il piede dei terrazzi superano i 20 metri. Il Natisone scorre quindi, decisamente incassato, nei suoi depositi quaternari cementati. A Premariacco le quote del piano campagna lungo gli orli dei terrazzi si aggirano tra 104 e 108 m, mentre in alveo le quote variano da 80 a 85 m slm La sezione di deflusso che presenta larghezze massime di 30-40 m è caratterizzata da diverse strozzature che in qualche caso sono inferiori a 6-7 m. Particolarmente spettacolare risulta l'os-

I banconi conglomeratici pleistocenici, intensamente modellati dalle acque del Fiume Natisone, nella zona del Ponte Romano di Premariacco.

Nell'alveo del Fiume Natisone si possono trovare anche grandi massi, derivanti da crolli per sottoescavazione delle pareti conglomeratiche.

Le potenti bancate incise dal Fiume Natisone.

Il Ponte del Diavolo, a Cividale, attraversa la forra scavata nei conglomerati.

servazione della forra dal "ponte romano" anche se non agevole in quanto il manufatto è privo di marciapiede.

A Cividale le quote del piano campagna lungo gli orli dei terrazzi si aggirano tra 128 e 135 m, mentre in alveo le quote variano da 105 a 111 m slm La sezione di deflusso è in genere più ampia rispetto all'altro tratto. In corrispondenza del celebre Ponte del Diavolo il dislivello è di 22 m e la larghezza di una cinquantina di metri.

Le facies conglomeratiche alluvionali prive di fossili non consentono una loro precisa datazione. Le più recenti ricerche le attribuiscono al Pleistocene inf. e medio. Questi depositi cementati rivestono grande significato geodinamico in quanto testimonianze di sollevamenti recenti ed in atto che hanno concorso all'approfondimento delle forre.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., 2006; Foramitti R., 1973.

Faune eoceniche di Russiz

• **Russiz di Sopra,** Cormons, Gorizia.
Nella successione del Flysch di Cormons (Eocene inf.-medio) che forma gran parte del Collio goriziano c'è una lente di scarso spessore e di limitato affioramento ricchissima di resti fossili di coralli. Si tratta dei resti di una scogliera corallina che esisteva ad est, in quello che oggi è territorio sloveno. I coralli "franarono" all'interno del bacino depositandosi in una zona di mare relativamente profondo. Di particolare interesse è un blocco di scogliera formato da coralli, alghe calcaree, foraminiferi ed altri organismi marini, del volume di svariati metri cubi. Quello di Russiz di Sopra è uno dei siti con maggiore diversità sistematica per quanto riguarda i coralli fossili in Italia, secondo solo all'Oligocene dei Colli Berici (Vicenza).
• **Grado d'interesse:** regionale
• **Interesse scientifico:** paleontologia, sedimentologia, geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** si giunge con l'automobile fino a circa 200-300 m dall'affioramento, sulla strada che da Russiz di Sopra porta a La Subida. La pista che costeggia l'affioramento è stata recentemente resa ciclabile ed inserita in un percorso di mountain-bike.

DESCRIZIONE
A cura di Fabio Marco Dalla Vecchia.

Il Flysch di Cormons (Ypresiano sup.-Luteziano inf.) nei colli di Cormons è spesso 330 metri ed è formato soprattutto da peliti ed arenarie ben stratificate. La parte inferiore è costituita da torbiditi depositate in un bacino marino profondo alcune centinaia di metri. Nella parte superiore si osserva il colmamento del bacino, con depositi di prodelta (la zona sottomarina posta immediatamente davanti alla fronte deltizia), poi di fronte e infine di piana deltizia (conglomerati che affiorano sulla cima del Monte Quarin). Il delta avanzava da Nordest verso Sudovest ed era alimentato dalla catena alpina in incipiente sollevamento.

La lente fossilifera di Russiz si colloca alla base dei depositi di prodelta sedimentati a circa 30-100 m di profondità e costituiti da alcune decine di metri di peliti, talvolta con ciottoli, e abbondanti intercalazioni di strati arenacei, breccioline nummulitiche e microconglomerati che contengono ciottoli silicei di origine fluviale.

I fossili di Russiz sono inclusi in marne siltose grigie o nocciola in banchi che raggiungono i 10 metri di spessore. Sono presenti pure intercalazioni di brecciole nummulitiche di ridotto spessore e rari, sottili strati di arenarie giallastre. All'interno delle marne si trovano rari blocchi metrici di calcari organogeni.

La peculiarità del giacimento risiede nella straordinaria abbondanza e diversità di coralli, sia coloniali che solitari. Lo stato di conservazione dei reperti è eccezionale e consente di osservare nei dettagli gli scheletri calcarei di organismi vissuti 50 milioni di anni fa.

Giotto Dainelli nel 1915 aveva identificato a Russiz 44 generi di coralli comprendenti 74 specie diverse. In studi più recenti, sono stati riconosciuti oltre 30 generi di coralli che vivevano in simbiosi con microalghe e che per questo necessitavano di acque limpide ed illuminate.

Questa diversità indica che le condizioni erano ottimali per la vita dei coralli e la formazione

Il blocco calcareo di scogliera corallina conservato all'interno delle marne del Flysch di Cormons ed in parte esposto lungo il sentiero che attraversa le vigne.

Particolare di un corallo coloniale: si osservano i singoli coralliti raggiati, le zone abitate dai polipi che hanno costruito il corallo.

Un corallo coloniale.

Corallo fossile e nummuliti esposti tra i filari a Russiz. Il corallo coloniale è stato messo a nudo dalle arature e dall'erosione della tenera marna che lo inglobava.

di una scogliera corallina. Sono presenti specie coloniali globose o incrostanti come *Astrocoenia*, *Astreopora*, *Montastraea*, *Siderastraea* e *Favia* che costituivano il corpo della scogliera, specie ramificate, quelle a forma di foglia (tra i quali l'ottocorallo *Parapolytremacis*) che vivevano in acque più tranquille e coralli solitari di varie forme (*Cycloseris brazzanensis*, *Stephanosmilia d'achiardii*, *Placosmiliopsis multisinuosus*, *Circophyllia d'achiardii*). I coralli sono incrostati da ostriche, briozoi, vermi serpulidi e alghe calcaree.

Numerosi altri organismi hanno lasciato una testimonianza fossile a Russiz e ci raccontano di un mare caldo e pieno di vita: macroforaminiferi (soprattutto nummuliti ed assiline, dall'aspetto di lenticchie o monete di pietra), alghe calcaree, gasteropodi, bivalvi (molte ostriche), scafopodi, ricci di mare, briozoi, vermi incrostanti, crostacei, nautiloidi e pesci (squali).

Gli organismi fossili di Russiz non vivevano nei fondali dove si sono fossilizzati e dove si depositava il flysch, poiché sono tipici di acque basse, luminose e limpide. Sono stati quindi trasportati nel luogo di deposizione da colate sottomarine che scendevano lungo il fianco orientale del bacino.

Un enorme blocco di calcare di scogliera, esposto alla sommità del colle tra le vigne e il sentiero che le attraversa, costituito principalmente da colonie di coralli, alghe calcaree e macroforaminiferi, si è evidentemente staccato dalla scogliera, è franato lungo il pendio e si è infine fermato al suo piede o nel bacino, lontano dalla zona di provenienza.

La scogliera corallina si era probabilmente formata nella zona del fronte deltizio sulla sponda nord-orientale del Bacino Giulio (oggi in territorio sloveno), sulle ghiaie e sulle sabbie trasportate dal fiume (per questo ritroviamo anche ciottoli silicei arrotondati), ma in un momento di innalzamento del livello marino, di arretramento del delta e di interruzione degli apporti fluviali. Esistono esempi attuali di scogliere coralline in ambienti di delta e pure un esempio fossile nell'Eocene della Catalogna.

Questa scogliera non esiste più, cancellata dall'erosione conseguente all'innalzamento delle Prealpi Giulie, ma noi la conosciamo attraverso i fossili finiti all'interno del bacino.

Bibliografia essenziale: D'Achiardi A., 1875; Dainelli G., 1915; Dalla Vecchia F.M., 1999; Maddaleni P., 1997; Santisteban G. & Taberner C., 1988; Tomaschek A., 1854; Venturini S. & Tunis G., 1992a.

Paleosuoli (alteriti) di Capriva

• **Laghi Rossi di Capriva,** Capriva del Friuli, Gorizia.
Con questo nome si indicano i suoli molto evoluti (alteriti) presenti in lembi terrazzati ai piedi dei rilievi collinari tra Spessa e Mossa e all'interno del Preval. In quest'area sono presenti discontinuamente e con estensione limitata, quasi sempre lungo le scarpate, dei terrazzamenti per vigneti. In località Laghi Rossi di Capriva questi paleosuoli pleistocenici, non ancora segnalati in Regione, sono osservabili in modo completo.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia.
• **Accessibilità:** trovandosi a ridosso dei rilievi collinari tra Spessa e Mossa e all'interno del Preval, è facilmente accessibile dalla rete stradale comunale.

DESCRIZIONE
A cura di Giovanni Monegato e Ruggero Marocco

Si tratta di paleosuoli (alteriti) legati alla pedogenesi spinta e probabilmente policiclica a spese del substrato in facies di Flysch e presumibilmente di depositi quaternari. Si presentano come suoli profondamente alterati, costituiti da argille e limi con numerose screziature che denotano il drenaggio avvenuto durante la pedogenesi. Sono presenti accumuli di ossidi di Fe-Mn, anche di dimensioni centimetriche su diversi livelli. Non sono presenti clasti di alcun genere se non dei ciottoletti di quarzo nei livelli più bassi presso il lago di cava ad Est di Capriva. Lo spessore dell'unità è di alcuni metri. Va segnalato che a causa della pedogenesi molto spinta non si è in grado di stabilire se questa ha interessato esclusivamente il substrato flyschoide o anche depositi quaternari.

La superficie di queste alteriti è data da un orizzonte Bt troncato dall'erosione; l'orizzonte argillico presenta un colore 5YR e una diffusa presenza di concrezioni dure di ossidi di Fe-Mn, che talvolta si ritrovano concentrate come prodotto residuale dell'asportazione delle argille. L'età di questi paleosuoli al momento non è definita precisamente. Sulla base della maturità e dei rapporti con le unità adiacenti i depositi alteritici vengono attribuiti, sia pur con riserva, al Pleistocene inf.-medio.

Bibliografia essenziale: Aa. Vv., 2008a.

Dettaglio dei paleosuoli di Capriva.

Affioramento dei paleosuoli (alteriti) di Capriva. Nella parte superiore della sezione si nota il cappellaccio di alterazione di color rossiccio.

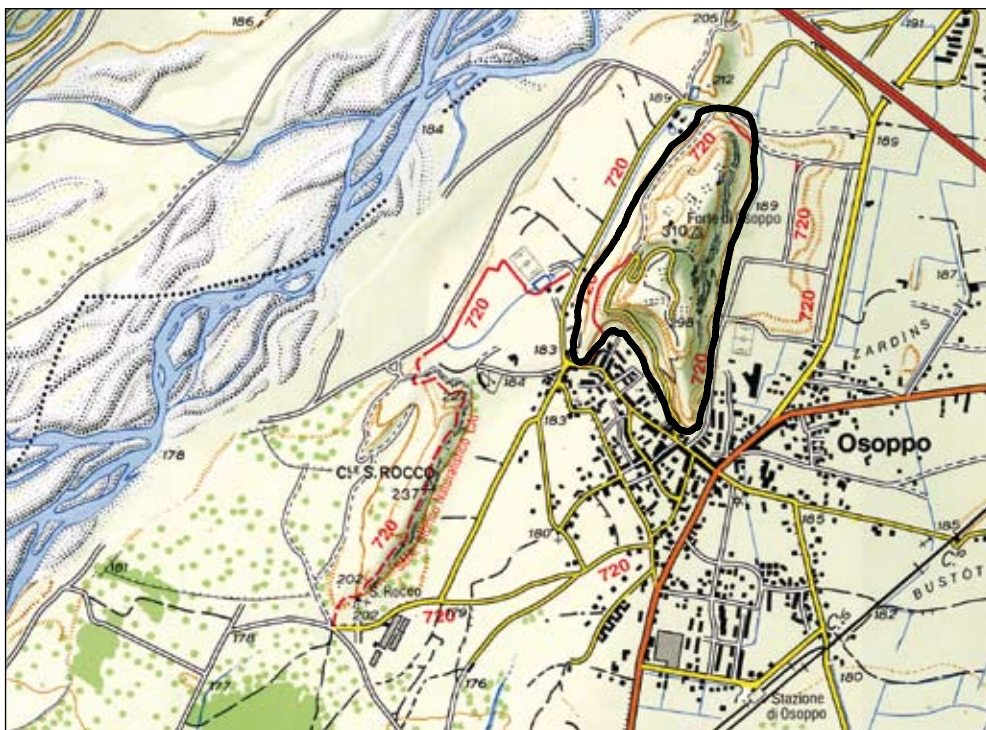
Colle di Osoppo

• **Colle di Osoppo,** Osoppo, Udine.

Le peculiarità geologiche del geosito sono molteplici, rendendolo unico nel suo genere nel panorama dei geositi nazionali per una serie di caratteri stratigrafici, sedimentologici, paleontologici e paleoidrografici di età mio-pliocenica, morfologici e paleocarsici di età pleistocenica, che qui si sommano e offrono la loro massima espressione. Inoltre, la posizione sopraelevata del Colle consente osservazioni panoramiche di indubbio effetto su elementi geologici esterni al sito ed essi stessi siti di primaria importanza (v. geositi Conoide di deiezione del Torrente Vegliato, Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento).

• **Grado d'interesse:** nazionale.

• **Interesse scientifico:** geomorfologia, paleontologia, geologia stratigrafica, sedimentologia, idrogeologia, carsismo.

• **Accessibilità:** una comoda strada comunale asfaltata sale obliquamente il versante occidentale (il meno ripido) del Colle, portandosi in breve al vasto ripiano sommitale, sopraelevato di un centinaio di metri sulla sottostante piana alluvionale.

DESCRIZIONE

A cura di Corrado Venturini e Giuseppe Muscio

Il Colle di Osoppo domina la cittadina omonima con le proprie ripide pareti a strapiombo alte fino a un centinaio di metri. Il modesto rilievo si allunga per un km in direzione Nord-Sud. È ammantato, alla base, dalle alluvioni ghiaiose del Tagliamento, distribuite nel cosiddetto Campo di Osoppo. La posizione del colle in "zona d'ombra" rispetto ai transiti glaciali pleistocenici, provenienti da Nord-Ovest (Cavazzo) e da Nord (Venzone), ha contribuito a dargli l'attuale forma e preservarlo da più intensi smantellamenti. Il Colle è formato da prevalenti conglomerati fluviali e subordinatamente deltizio-lacustri (Conglomerato di Osoppo) la cui deposizione risale alla fine del Miocene e alla parte basale del Pliocene, poco più di 5 milioni di anni fa. Il deposito ha una potenza complessiva di un centinaio di metri ma in origine, prima delle esarazioni glaciali, sicuramente superava i 200 m.

Complessivamente, i depositi del Conglomerato di Osoppo affioranti in questo sito si accumularono nel Miocene sup.-Pliocene inf. sul fondo di un solco vallivo: quello dell'antico Tagliamento-Fella. Fu circa 6 milioni di anni fa che quella stessa incisione fluviale, impostatasi nel Miocene inf.-medio durante i precoci sollevamenti della catena alpina e prealpina carnica, ebbe un'occasione unica per approfondirsi dando forma e importanza al futuro reticolo fluviale friulano.

Questo accadde per una ragione ben precisa: il disseccamento del Mare Mediterraneo che, con alterne vicende, durò quasi 600.000 anni. A quei tempi il Mare Mediterraneo, per una serie di concause geologiche e climatiche, subì l'interruzione del collegamento con l'Oceano Atlantico e andò in secca, trasformandosi in una serie di bassi laghi evaporitici. La "crisi" si concluse con il definitivo ritorno delle acque atlantiche 5,3 milioni di anni fa, al passaggio Miocene-Pliocene.

Il disseccamento del Mediterraneo provocò un abbassamento cospicuo e rapido del livello di base al quale si raccordavano i principali fiumi circum-mediterranei di allora, compreso il paleo-Ta-

Il ripido rilievo del Colle di Osoppo si eleva all'improvviso dalla circostante piana, denominata Campo di Osoppo. I rilievi sullo sfondo e sulla sinistra dell'immagine appartengono alle Prealpi Carniche. La foto è stata ripresa da Est verso Ovest.

Orma del possibile bovide.

gliamento-Fella. Ne conseguì una rapida erosione fluviale capace di approfondire i solchi vallivi, sia maggiori (paleo-Nilo, paleo-Rodano, paleo-Ebro), che minori (paleo-Po e, tra i suoi tributari, il paleo-Tagliamento-Fella). Al contrario - semplificando le cose - la fase di riempimento fluviale (e lacustre) del nostro fondovalle, avvenuto con la deposizione del Conglomerato di Osoppo, può rappresentare la risposta del territorio alla risalita del livello di base mediterraneo, al passaggio Mio-Pliocene.

Ai depositi conglomeratici fluviali di Osoppo si intercala un significativo episodio deltizio-lacustre. La profondità del lago, probabilmente propiziato da un accumulo di frana che per un certo tempo sbarrò i deflussi fluviali, a Osoppo non superava i 20 m. Ma già nella vicina Braulìns lo stesso lago superava la profondità di 90 m (v. geosito Frana di Braulins).

Due distinti apparati deltizi procedevano verso il centro dell'invaso lacustre. La loro fascia di intersezione era situata proprio in corrispondenza del Colle di Osoppo. Avanzavano rispettivamente da Nord-Ovest (Cavazzo) e da Est (Gemona), con banchi conglomeratici inclinati in senso opposto.

Le piste di mammiferi

Alla sommità meridionale del Colle, tra i bastioni del forte, nei banchi fluviali che ricoprono i depositi deltizio-lacustri sono state rinvenute piste fossili attribuite, in base alla morfologie delle orme ed alla possibile età dei depositi, ad equidi, a un rinoceronte e a un bovide. Essendo i ritrovamenti di impronte fossili di mammiferi di tale età (Miocene sommitale-Pliocene inf. basale) molto rari in tutto il dominio circum-mediterraneo europeo, quelle rinvenute al Colle di Osoppo rivestono un considerevole interesse scientifico.

Le impronte sono conservate in un livello sabbioso finissimo compreso tra banchi conglomeratici. La superficie interessata dai reperti è di circa 100 m^2, con cinque differenti piste ed alcune impronte isolate.

L'insieme dei dati suggerisce una sequenza di transiti successivi. Iniziarono i tre equidi (molto probabilmente del genere *Hipparion*) quando il sedimento era ancora molle; successivamente su un sedimento più asciutto e compatto transitò un bovide e, per ultimo, un piccolo rinoceronte.

L'accumulo di frana

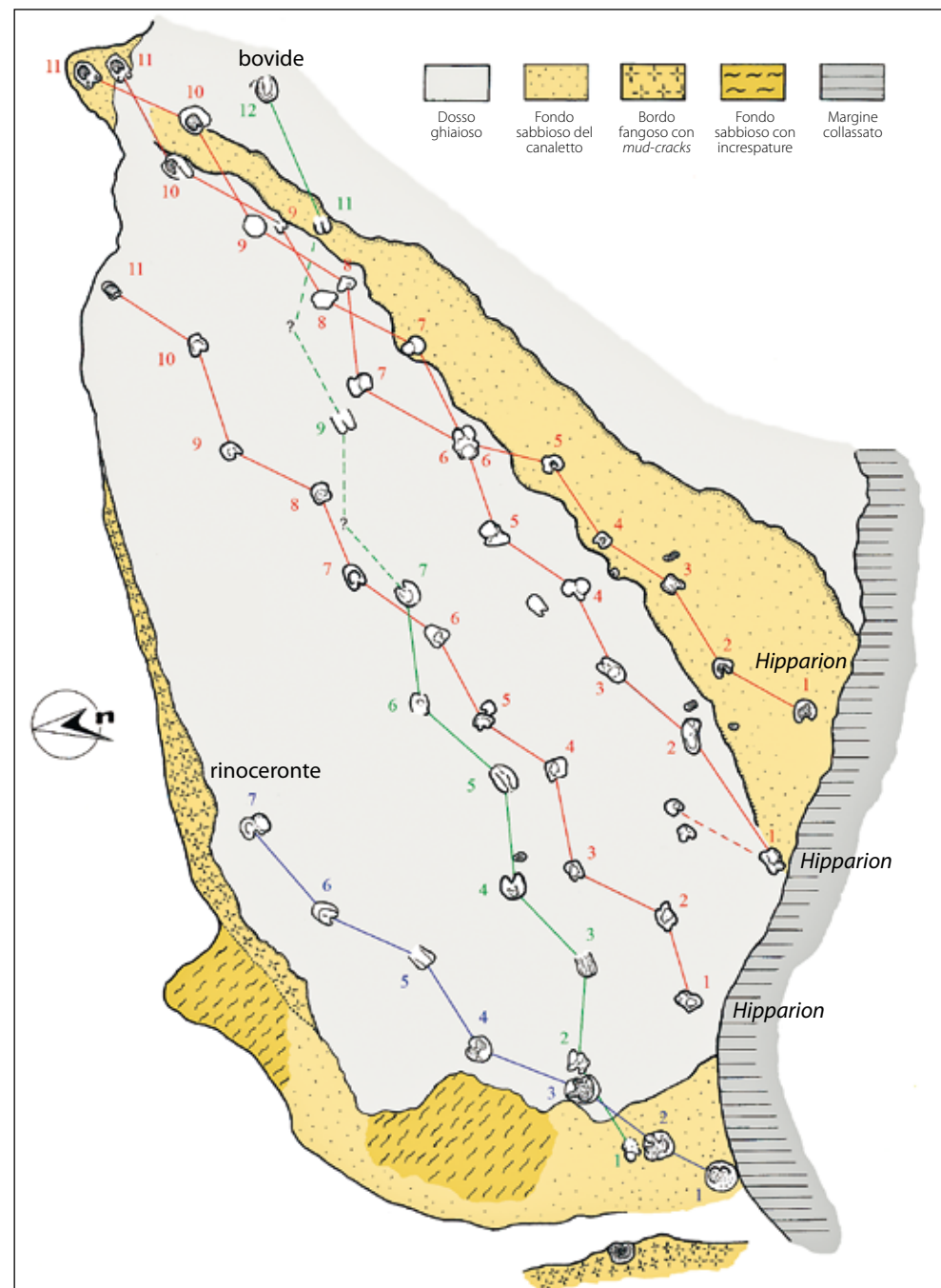
Da segnalare inoltre che nel settore meridionale del Colle, lungo una fascia coltivata ad orto posta alla base della parete esposta a occidente, è presente un particolare livello a grossi frammenti.

È formato da numerosi blocchi spigolosi di conglomerato, compresi tra 20 e 80 cm, cementati da abbondante calcare alabastrino. Il deposito si appoggia lateralmente al Conglomerato di Osoppo tramite una netta superficie di erosione-dissoluzione.

L'accumulo si configura come il prodotto di un franamento di una cavità carsica sviluppata nel Conglomerato di Osoppo. Tanto il carsismo quanto il cedimento della grotta sono sicuramente ascrivibili al pre-Würm data la posizione del deposito e l'assoluta mancanza di evidenze morfologiche dell'originaria cavità, sventrata dalle successive erosioni fluviali.

Bibliografia essenziale: Dalla Vecchia, 2008b; Dalla Vecchia F.M. & Rustioni M., 1996; Muscio G., 2000; Venturini C., 1991b; Venturini C. & Discenza K., in stampa.

Il Colle di Osoppo si eleva dal Campo di Osoppo. L'ampio greto ghiaioso del Fiume Tagliamento, largo in questo tratto da 400 a 900 m, separa le Prealpi Carniche (a sinistra) da quelle Giulie (a destra).

Sabbie e limi si intercalano a una serie di banchi ghiaiosi (conglomerati) inclinati. Sono rispettivamente i tipici depositi di fondale lacustre e deltizi osservabili lungo la strada che porta alla cima del Colle; nella parte alta della foto sono visibili i conglomerati fluviali.

Colle di Osoppo: la superficie con le impronte dei mammiferi. In particolare si distinguono le tre piste di Hipparion*, equide con distribuzione cronostratigrafica, in Eurasia, dal Miocene sup. al Pliocene inf.*

Colle di Osoppo: mappa della superficie con le impronte dei mammiferi suddivise nelle relative piste; per ognuna viene indicato il possibile "autore". Formatesi su un sottile strato sabbioso-limoso, si sono approfondite nelle ghiaie sottostanti.

Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento

• **Fiume Tagliamento,** Trasaghis, Osoppo, Udine.
Questo tratto del Fiume Tagliamento è addossato in destra ai rilievi e limitato da un netto terrazzamento. L'alveo qui raggiunge una larghezza prossima al chilometro. È considerato di particolare interesse per la presenza di più canali intrecciati (braided) fra loro. In condizioni di naturalità forse uniche in Europa, estese porzioni rimangono asciutte per lunghi periodi e solo durante le piene le acque vanno ad occupare l'intero letto ghiaioso, determinando in tal caso profonde modificazioni nella morfologia fluviale.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, sedimentologia, idrogeologia.
• **Accessibilità:** è facilmente raggiungibile da diverse piste che scendono nell'alveo e che si dipartono dalla rete stradale principale. La morfologia fluviale è particolarmente apprezzabile dai rilievi circostanti (Colle di Osoppo, Monte Cuar, Monte San Simeone).

DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro

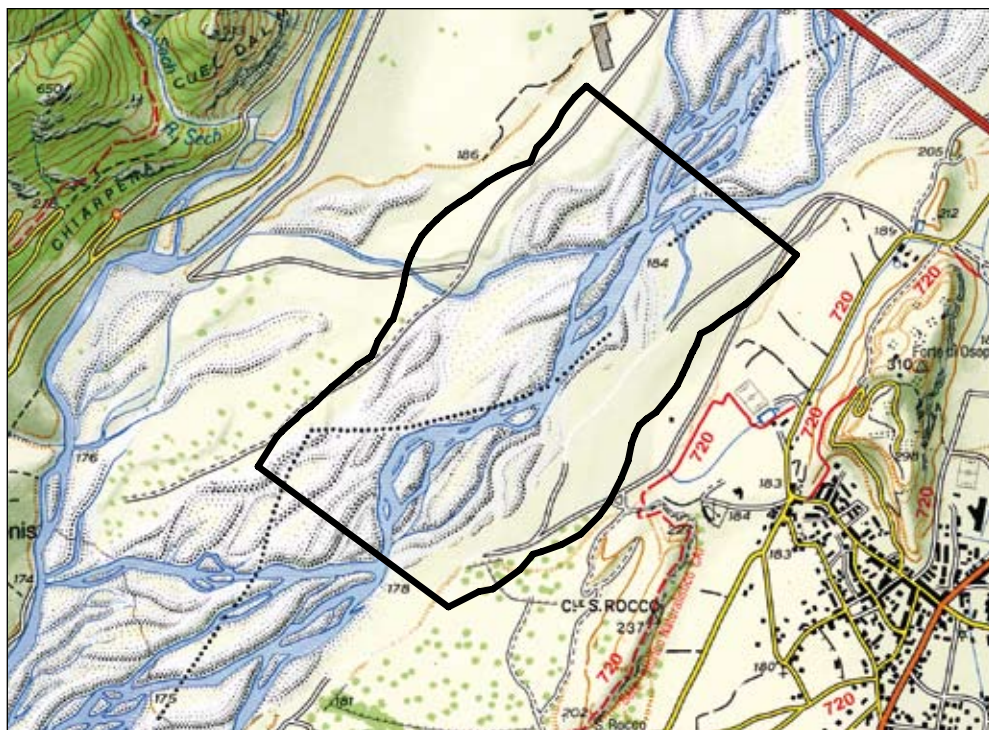
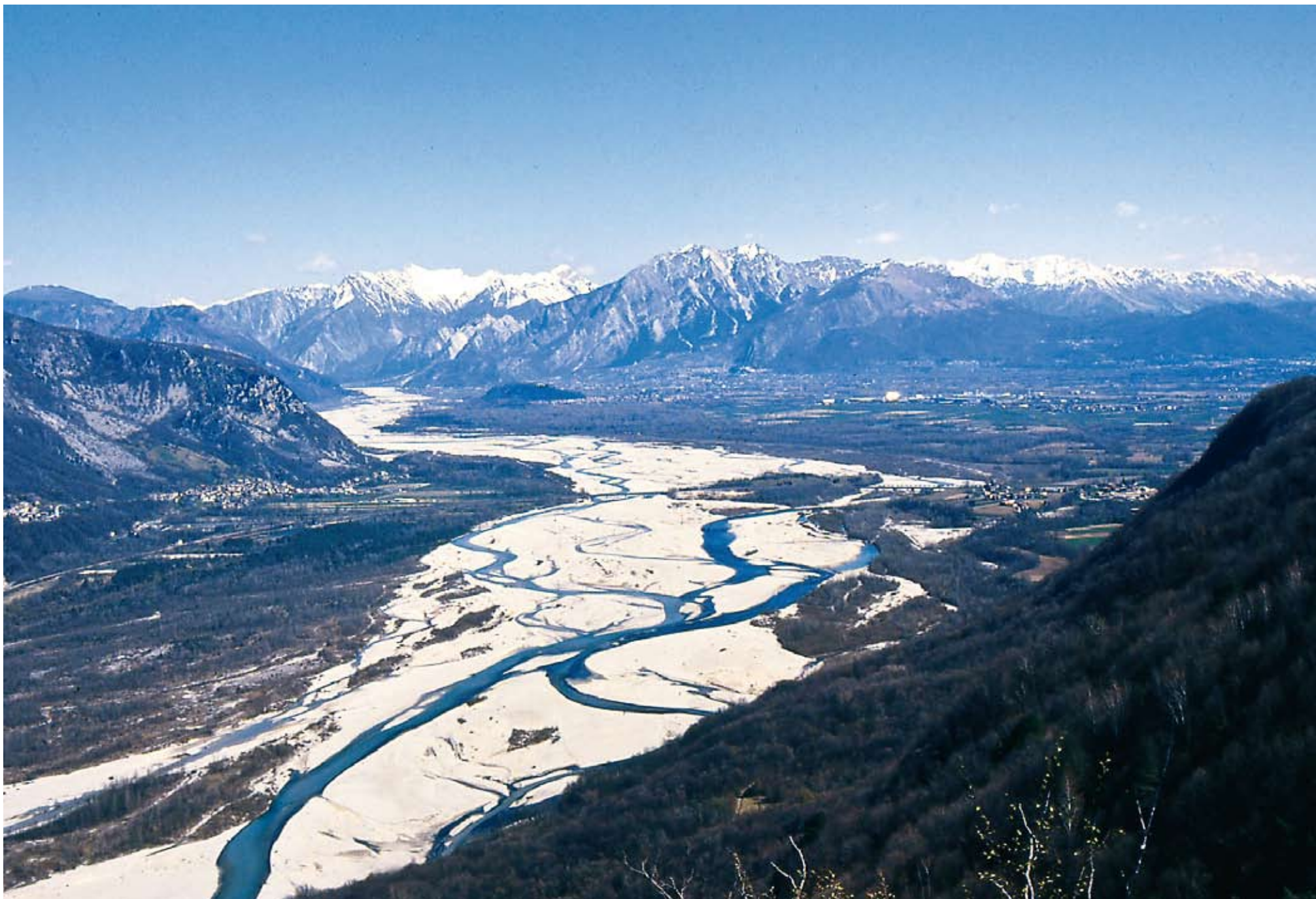
Nella Piana di Osoppo il Tagliamento incide in destra le alluvioni del suo paleo-percorso e si addossa ai rilievi prealpini; in sinistra incide marcati terrazzi lasciando il Colle di Osoppo a oriente. Il tratto è uno splendido esempio di alveo a canali intrecciati (braided).

La caratteristica fondamentale di tale tipo di alveo è quella di essere costituito da due o più canali separati da barre o isole.

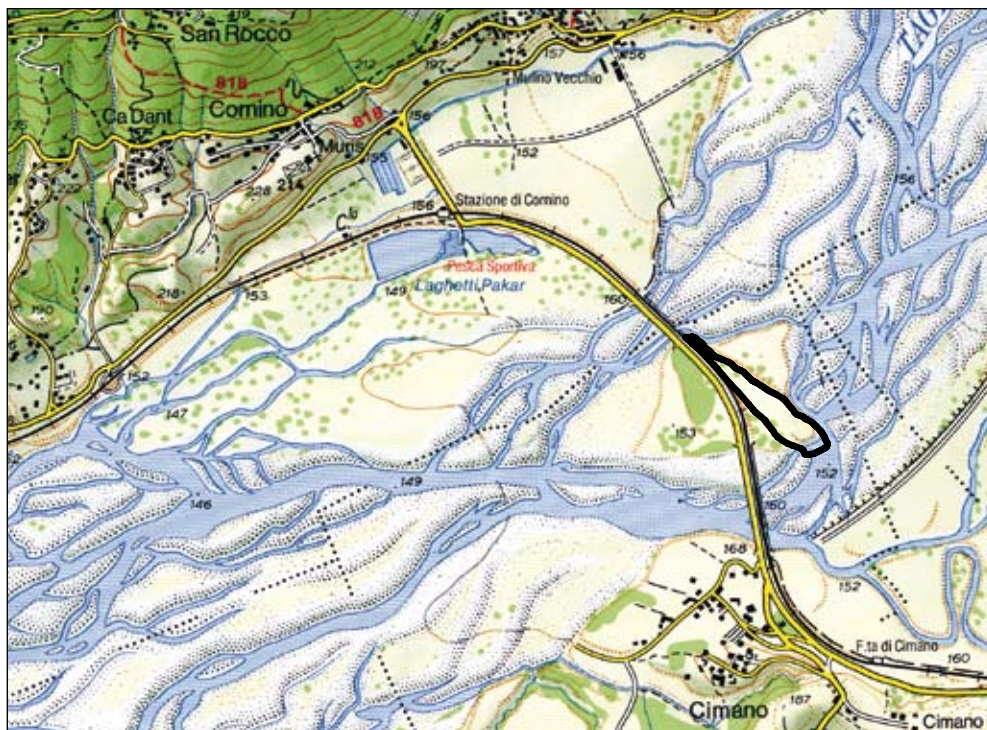
Negli alvei a canali intrecciati si verifica: un elevato rapporto larghezza alveo/profondità, sedimenti in prevalenza costituiti da ghiaie grossolane, elevata instabilità con mobilità di canali e barre.

Condizione essenziale per la genesi della morfologia a canali intrecciati è che la valle sia sufficientemente vasta. Per le caratteristiche dei materiali e l'elevata energia idraulica le morfologie fluviali sono soggette a frequenti variazioni. In caso di piena e/o anche di morbida una barra può essere infatti in gran parte demolita, così come può formarsi una nuova in un altro tratto del corso d'acqua.

Anche le isole sono solo relativamente più stabili rispetto le barre. A tale riguardo la vegetazione arborea solo raramente ha più di dieci anni.

Bibliografia essenziale: Surian N., 2006; Tockner K., Ward J.V., Arscott D.B., Edwards P.J., Kollmann J., Gurnell A.M., Petts G.E., Maiolini B., 2003; Van Der Nat D., Schmidt A.P., Tockner K. , Edwards P.J., Ward J. V., 2002; Venturini C., 1985.

L'alveo a canali intrecciati del Fiume Tagliamento dalle pendici del Monte Covria. In primo piano l'abitato di Peonis; sullo sfondo le colline dell'Anfiteatro morenico.

L'alveo a canali intrecciati del Fiume Tagliamento a Nord dell'Anfiteatro morenico e, sullo sfondo, i rilievi del Prealpi Giulie.

Antico spartiacque di Cimano

• **Fiume Tagliamento, Cimano,** San Daniele del Friuli, Udine.
A volte il territorio conserva evidenze stratigrafiche, tettoniche o morfologiche di primaria importanza concentrate in nuclei di esigue dimensioni. È il caso delle rocce mioceniche di questo sito che emergono dalle alluvioni del Tagliamento, tra Cimano e Cornino. Ancora 30.000 anni fa circa (Pleistocene sup.) apparivano molto più estese e continue in affioramento, tanto da unire il versante del Monte Prat (destra Tagliamento) ai rilievi di Susans (sinistra Tagliamento). Oggi, quanto resta dell'antica fascia rocciosa è denominato Baluardo di Cimano o "diaframma di Cimano". Quest'ultimo appellativo richiama il ruolo rivestito fino a qualche decina di migliaia d'anni fa da questo sperone roccioso che aveva funzione di spartiacque tra i bacini idrografici del Torrente Arzino e del Fiume Tagliamento.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia.
• **Accessibilità:** è facilmente accessibile dalla viabilità secondaria (strada sterrata) che si stacca dalla strada che unisce Majano a Forgaria e scende sotto il ponte sul Tagliamento.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini e Antonella Astori

La strada che unisce le borgate di Majano a quelle di Forgaria, attraversando il Tagliamento all'altezza di Cimano, ripercorre idealmente la posizione di uno spartiacque idrografico rimasto tale fino a circa 30.000 anni fa (Pleistocene sup.). Di esso resta oggi visibile solo un moncone roccioso: il Baluardo di Cimano.

Stretto ed allungato in direzione ESE-WNW è completamente circondato dalle alluvioni recenti del Tagliamento. È costituito da un sottile diaframma di arenarie (Miocene inf.). Non più largo di 100 m si estende per quasi 600 m delimitato da ripidi versanti che risentono di esarazioni glaciali e più recenti erosioni fluviali.

In profondità si ricollega al substrato miocenico del quale oggi costituisce una sorta di quinta rocciosa in progressivo assottigliamento verticale e laterale. Il rilievo attuale (Baluardo di Cimano) ha perso ormai ogni valenza dell'originario carattere di spartiacque ("diaframma di Cimano") riconoscibile solo studiando le successioni pleistoceniche affioranti a valle del sito, oltre la Stretta di Pinzano (v. geosito Scarpata fluviale di Aonedis).

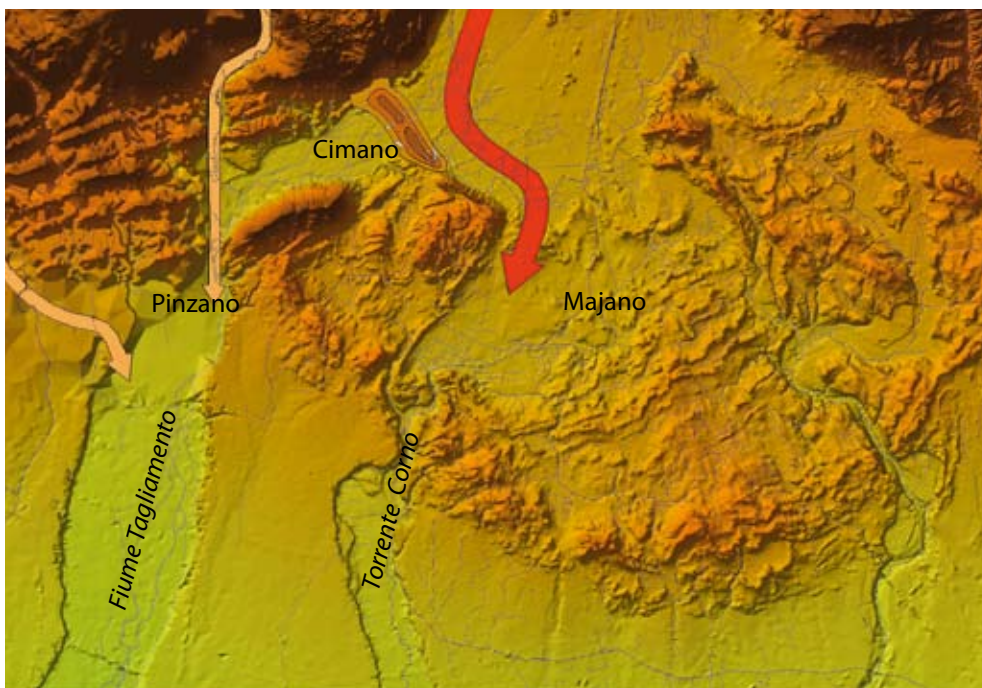
Prendendo in considerazione la situazione idrografica precedente a 20.000 anni fa (ultimo acme glaciale würmiano) appare tutta l'importanza dell'antico "diaframma di Cimano". Il corso del Tagliamento che lo lambiva ne risultava deviato verso Est, oltre Susans. Da lì, attraversando Majano, le acque infine scorrevano verso meridione.

Sul lato opposto dello spartiacque di Cimano, verso Sud-Ovest, il Torrente Arzino era l'unico collettore idrografico. Le sue acque, ancora indipendenti da quelle del Tagliamento, scorrevano (da sole!) verso Sud attraverso la Stretta di Pinzano (cfr. geosito Stretta di Pinzano).

Le esarazioni glaciali e le erosioni fluviali pleistoceniche, unitamente al sovralluvionamento dell'area pedemontana che ebbe l'effetto di innalzare le quote di fondovalle, portarono alla profonda riorganizzazione del reticolo idrografico olocenico.

A lato del ponte, al centro dell'alveo fluviale, prende forma un boschetto. Cresce sopra un affioramento di banchi sabbiosi cementati (Miocene inf.): è noto come il Baluardo di Cimano. Vista da Nord, lungo la sponda destra del Fiume Tagliamento.

La forma del Baluardo di Cimano è stretta e allungata: risente delle prolungate esarazioni glaciali.

Cimano
Pinzano
Majano
Fiume Tagliamento
Torrente Corno

Le evidenze geologiche ci raccontano che fino a circa 30.000 anni fa il Baluardo di Cimano era ancora un vero e proprio imponente diaframma di roccia che, unendo le Prealpi ai bastioni rocciosi di Susans, imponeva al Tagliamento lo scorrimento verso Majano.

Alle ghiaie fluviali seguono le aree stabilizzate dalla vegetazione e poi il boschetto che segna il Baluardo di Cimano.

Fu l'esarazione glaciale würmiana a minare e infine compromettere definitivamente la valenza di spartiacque del "diaframma di Cimano" e a trasformarlo nel Baluardo di Cimano.

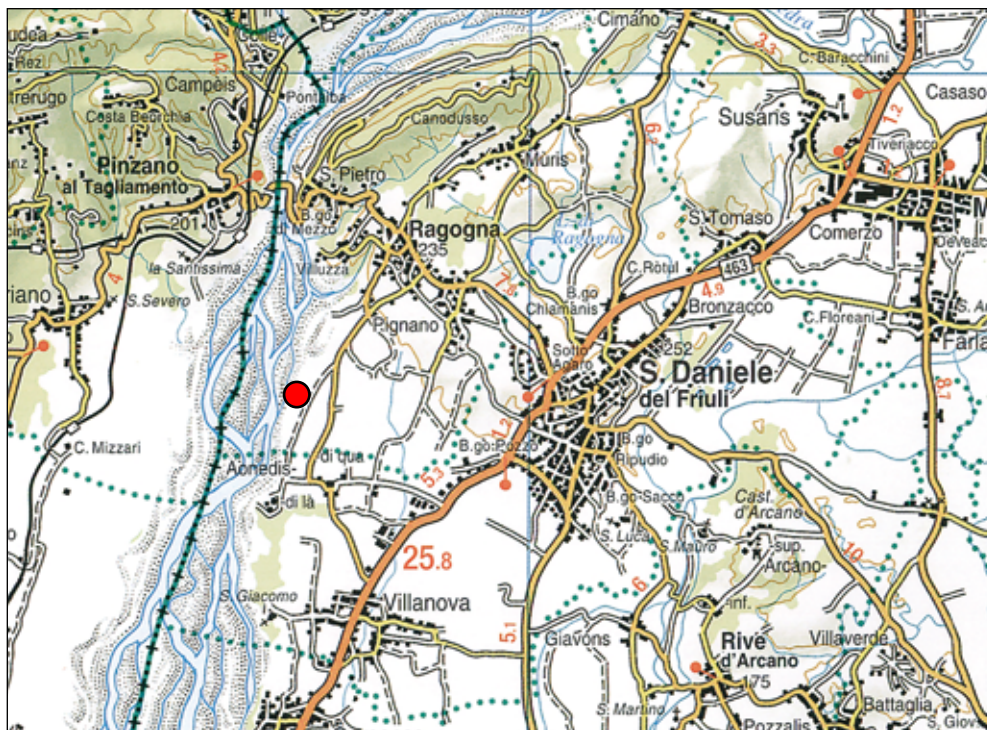
Al ritiro dei ghiacci würmiani, dopo un breve intervallo dominato da un lago tardo-glaciale che occupava la zona pedemontana (Lago di Osoppo), il ripristino del reticolo fluviale sfruttò il nuovo invito morfologico creato dall'esarazione glaciale che aveva limato e ridotto ormai a un moncone il "diaframma di Cimano".

Il Tagliamento, senza più la barriera morfologica del "diaframma di Cimano", e dopo aver aperto un varco nei depositi morenici, si incanalò verso la Stretta di Pinzano abbandonando il deflusso verso Majano.

Con il nuovo percorso il Torrente Arzino fu relegato al rango subordinato di affluente del Tagliamento nel quale ancor oggi confluisce, a metà strada fra la Stretta di Pinzano e il Baluardo di Cimano (v. geosito Stretta di Pinzano e conglomerati miocenici).

Bibliografia essenziale: Monegato G., Ravazzi C., Donegana M., Pini R., Calderoni G. & Wick L., 2007; Paiero G. & Monegato G., 2004; Venturini C., Astori A. & Cisotto A., 2004.

Scarpata fluviale di Aonedis

• **Aonedis,** San Daniele del Friuli e Ragogna, Udine.
Nell'Alta Pianura Friulana, appena a valle di Pinzano (cfr. geosito Stretta di Pinzano e conglomerati miocenici), esiste una enorme scarpata fluviale, mirabilmente esposta. La lambiscono le acque del Tagliamento al quale è affidato il compito di mantenerla in lenta erosione, evitando che la vegetazione ne ricopra il contenuto. Quest'ultimo, formato da conglomerati, ghiaie, sabbie e limi, testimonia l'evoluzione ambientale del settore friulano centrale durante gli ultimi 100.000 anni circa.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, geomorfologia, sedimentologia.
• **Accessibilità:** il percorso di avvicinamento è relativamente lungo (poco più di 2 km) dalla località Tabina (Ragogna), ma in periodo di magra fluviale permette di raggiungere il sito camminando agevolmente sul greto ghiaioso del Tagliamento. Un tragitto breve, ma ripido, consente di arrivare direttamente dall'alto, scendendo lungo la scarpata che orla il limite meridionale del sito, inizialmente su erba e poi lungo un'incisione in conglomerato.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini e Antonella Astori

Il sito si affaccia sull'ampio alveo ghiaioso del Fiume Tagliamento, in sinistra idrografica. È situato tra Aonedis e il ponte di Pinzano (v. geosito Stretta di Pinzano e conglomerati miocenici). È rappresentato da una ripida parete, alta 55 m ed estesa 300 m. La incide il Tagliamento che ha messo allo scoperto, dal basso verso l'alto, ghiaie localmente cementate (conglomerati), sabbie, sottili livelli di limi e argille, e ancora abbondanti ghiaie debolmente cementate.

Tutti questi depositi furono abbandonati da corsi d'acqua che orientativamente attraversarono il medio Friuli tra 100.000 e 20.000 anni fa circa. L'affioramento attrae dal punto di vista estetico e affascina per il significato geologico che racchiude. È utile sintetizzare l'evoluzione raccontata da questo particolare sito, seguendo l'ordine della successione di eventi.

Osservando la parete risulta evidente una sostanziale differenza tra la porzione inferiore e quella superiore. La sensazione è data innanzitutto dalla colorazione, ocracea nella porzione inferiore, grigia in quella superiore. Un occhio esercitato aggiungerebbe che ai conglomerati e ghiaie di quella inferiore s'intercalano anche frequenti livelli sabbiosi e limosi, assenti invece nella seconda. Il contatto tra le due porzioni stratificate è una superficie netta con modeste tasche erosive.

C'è un'ulteriore differenza, di enorme significato: le ghiaie e i conglomerati della porzione inferiore hanno ciottoli formati da rocce più recenti del Triassico medio; in più, le sabbie e limi che abbondano in questa prima porzione potevano derivare solo dall'erosione dei sedimenti miocenici delle Prealpi, ricchi per l'appunto di sabbie di quel tipo. Altri tipi di dati indicano che il loro trasporto fluviale procedeva da Nord verso Sud passando - dato molto importante - per la Stretta di Pinzano.

Si deduce allora che in quei tempi i corsi d'acqua che distribuivano in zona il loro carico non spingevano le proprie sorgenti oltre la fascia prealpina e che il corso, che attraversava la Stret-

L'ampio alveo del Fiume Tagliamento, visto dal terrazzo di Aonedis, con il caratteristico assetto a canali intrecciati assunto durante i periodi di magra fluviale.

Questa foto panoramica sottolinea la bellezza estetica della scarpata fluviale di Aonedis e ne sintetizza l'importante significato geologico della successione, esposta grazie all'erosione fluviale del Tagliamento. È la differenza di colore tra la successione inferiore e quella superiore a suggerirci l'esistenza di possibili differenze. Da notare come tra il greto ghiaioso del Tagliamento e la parete si è generata una fascia di detriti formata da piccoli conoidi coalescenti prodotti dalle erosioni ruscellanti che hanno generato i solchi verticali.

ta di Pinzano e deponeva le ghiaie e sabbie della porzione inferiore, non poteva essere il Tagliamento. Questo perchè, già da allora, il Tagliamento drenava i territori alpini interni, ricchi di rocce molto più antiche, paleozoiche e triassiche.

Se si congiunge idealmente l'affioramento di Aonedis con la Stretta di Pinzano e si prosegue poi verso Nord, si risale il corso del Torrente Arzino, il cui bacino idrografico si chiude ai M.ti Verzegnis e Piombada. Le rocce che lo formano hanno età comprese tra il Miocene e il Triassico sup., non più antica.

Era dunque il carico solido del solo Torrente Arzino a passare per la Stretta di Pinzano! La successione inferiore del sito è una piccola ma significativa porzione di un ampio deposito fluviale ghiaioso-sabbioso che, orientativamente intorno a 100.000-30.000 anni fa, si allargava a ventaglio dando origine all'Alta Pianura Friulana occidentale.

Doveva comunque esistere una ragione per cui il Tagliamento a quei tempi non transitava ancora per la Stretta di Pinzano. Solo così si sarebbe ottenuto un deposito ghiaioso privo di ciottoli paleozoici (e triassici inf.). La ragione in effetti c'era. Nel Pleistocene sup. esisteva ancora un vasto diaframma roccioso che, unendo i rilievi prealpini di Forgaria a quelli di Susans separava il bacino del Torrente Arzino da quello del Tagliamento.

Oggi l'originario diaframma di spartiacque è pressoché scomparso, distrutto dai transiti glaciali e dalle erosioni fluviali. Resta a testimoniarne l'antica presenza un moncone roccioso posto 6 km a monte della Stretta di Pinzano, di fronte al paese di Cimano (v. geosito Antico Spartiacque di Cimano), un piccolo rilievo di rocce mioceniche che emerge dalle alluvioni del Tagliamento in corrispondenza del "Puint di Braulins".

Il corso del Tagliamento, superato Osoppo, era deviato verso SE (Majano) dal contrafforte roccioso di Cimano e disperdeva le proprie ghiaie nel settore centrale della Pianura Friulana.

A quei tempi l'Arzino era dunque il solo corso fluviale a sfruttare la Stretta di Pinzano. Del resto era stata proprio la sua iniziale forza erosiva ad impostare il solco della Stretta fin dal lontano Pliocene. La supremazia del Torrente Arzino si concluse con l'avvento dell'ultimo periodo glaciale würmiano. Furono proprio le esarazioni glaciali del Pleistocene sup. a ridurre il "diaframma di Cimano" a un moncone roccioso privandolo del suo ruolo di spartiacque.

E difatti, osservando la porzione superiore della scarpata di Aonedis la musica cambia totalmente. Vi compaiono, ben rappresentati, ciottoli derivati da rocce molto antiche. Il nuovo deposito, oltre 30 m di ghiaie grigie con ciottoli paleozoici e triassici antichi, si sono sovrapposti alle precedenti ghiaie e sabbie ocracee abbandonate dal Torrente Arzino.

In questo caso però non si tratta più di ghiaie fluviali, ma fluvio-glaciali (Würm). Sono depositi abbandonati da corsi d'acqua che uscivano dalla base di una lingua glaciale e distribuivano il proprio carico solido di fronte al ghiacciaio, alimentando la crescita della futura pianura. La lingua glaciale era quella del Tagliamento-Fella. Enorme e poderosa aveva un perimetro frontale che raggiungeva i 30 km. Dalla propria fronte glaciale scaturivano le acque di fusione, concentrate in deflussi ricchi di detriti ghiaiosi. Parte delle acque di fusione del ghiacciaio si riversava nelle direzioni della Stretta di Pinzano e di Dignano-San Daniele.

Da lì cominciarono a transitare i detriti fluvio-glaciali, distribuendosi verso il sito di Aonedis. Erano frammenti strappati dai ghiacci lungo tutto il loro percorso, anche dalle porzioni più settentrionali della catena, quelle ricche in rocce paleozoiche.

Quando iniziò il definitivo ritiro dei ghiacci würmiani, circa 18.000 anni fa, i deflussi idrici del Tagliamento (sostituitisi ai ghiacci) furono temporaneamente bloccati da un ampio deposito morenico abbandonato tra Forgaria e Susans. Si generò così un ampio lago nella vasta zona retrostante, denominata Campo di Osoppo. A causa di questo temporaneo blocco dei deflussi, ancora una volta (sarebbe stata l'ultima!) fu il Torrente Arzino, da solo, a transitare per la Stretta di Pinzano. Questa volta però l'effetto prevalente fu quello erosivo e si realizzò a spese di tutta la successione fino a quel momento accumulata: i depositi fluviali inferiori e fluvio-glaciali superiori subirono un'intensa incisione. Fu dunque in quel periodo, mentre il Campo di Osoppo era occupato da un lago, che nella zona della Stretta di Pinzano e a valle di essa, cominciò a impostarsi il profondo solco fluviale che oggi conosciamo. Per il momento, non vi transitava ancora il Tagliamento, ancora bloccato dal Lago di Osoppo, ma solo il Torrente Arzino.

Quando poi, intorno a 15.000 anni fa, l'accumulo morenico che formava il Lago di Osoppo cedette, accadde che le acque del lago - e, in mancanza dello spartiacque di Cimano, quelle del Tagliamento subito dopo - si riversarono vorticando verso la Stretta di Pinzano. Proseguendo oltre allargarono l'incisione fluviale impostata dal Torrente Arzino e la fecero propria.

La distanza delle scarpate fluviali fu in breve portata ai valori attuali. Tutto questo accadeva circa 18-15.000 anni fa. Il resto è storia recente, regolata dai deflussi del Tagliamento e del suo ormai modesto affluente, il Torrente Arzino. Un protagonista trasformatosi in semplice comparsa.

Bibliografia essenziale: Astori A. & Venturini C., in prep.; Bianco F., Bondesan A., Paronuzzi P., Zanetti M. & Zanferrari A. (a cura di), 2006; Monegato G., Ravazzi C., Donegana M., Pini R., Calderoni G. & Wick L., 2007; Muscio G. (a cura di), 2003; Venturini C., Astori A. & Cisotto, 2004; Zanferrari A., Avigliano R., Monegato G., Paiero G, Poli M.E. & Stefani C., 2008.

Lago Minisini

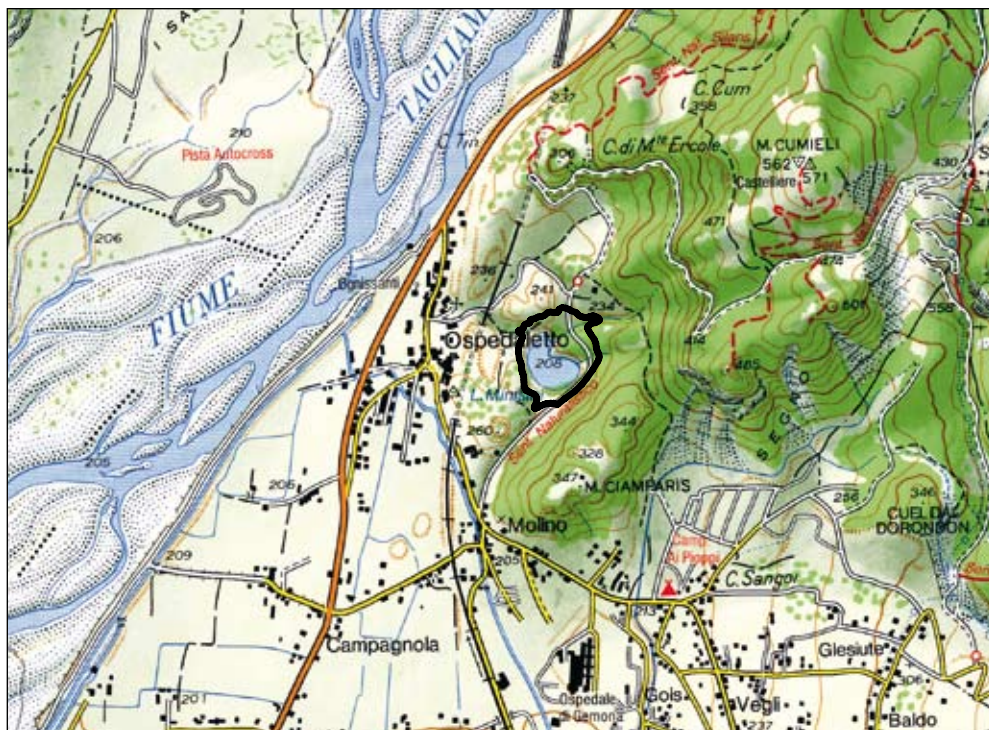
• **Ospedaletto,** Gemona del Friuli, Udine.
Il lago Minisini rappresenta uno degli ultimi esempi di lago periglaciale in Friuli. Inoltre la carsificabilità delle formazioni in cui si trova lo specchio d'acqua ne determina un tipo di alimentazione molto particolare.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** idrogeologia, geomorfologia, carsismo.
• **Accessibilità:** è facilmente accessibile a partire dalle scuole elementari di Ospedaletto lungo la carrareccia che conduce al Colle di Sant'Agnese.

DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro

Il Lago Minisini è un piccolo specchio d'acqua che si trova un paio di chilometri a Nord dell'abitato di Gemona, in località Ospedaletto. Lo specchio lacustre ha forma semilunare con diametro maggiore di quasi 200 metri, mentre l'asse minore è di circa 150 metri. La quota è di 208 m. La sua profondità era alla fine dell'800 di soli 2 metri. Più correttamente bisognerebbe definirlo uno stagno, anche per l'assetto vegetazionale che è radicalmente mutato dagli anni '50 periodo nel quale vengono segnalati i primi insedianti di *Phragmites*.

Si tratta di un lago di origine glaciale, ovvero dal riempimento di una piccola conca di esarazione, in cui le rocce carbonatiche (calcari selciferi del Cretacico e del Giurassico) sono ricoperte da depositi morenici. La forma a mezzaluna deriva dal progressivo avanzamento, lungo la sponda di NE di un piccolo conoide ad opera dei sedimenti trasportati dal Rio del Giâgo. L'alimentazione liquida del lago è legata ad una serie di sorgenti lungo le rive settentrionali e orientali.

Il deflusso è complesso e legato alla carsificabilità del substrato roccioso. Sono presenti molti punti di deflusso lungo le sponde Sud e Ovest, ma soprattutto esiste un condotto carsico, parzialmente modificato dall'azione antropica, che collega il lago con la roggia che scorre nei pressi di Ospedaletto. Questa roggia, probabilmente costruita durante il XII secolo, drena la piana sui cui si trova l'abitato di Ospedaletto, che anticamente si trovava in uno stato di impaludamento. Analogamente le aree pianeggianti denominate Lunghinâl e Broili rappresentano i siti di due antiche conche lacustri, oggi completamente riempite da sedimenti. La differenza di quota tra il lago e la roggia è di pochissimi centimetri. Ciò significa che, a seconda delle condizioni di alimentazione, il condotto carsico può funzionare come scaricatore delle acque o come sorgente di alimentazione del lago stesso.

Bibliografia essenziale: Sgobino F., 1992b; Vaia F., 2000.

Il Lago Minisini è un piccolo specchio d'acqua che si trova un paio di chilometri a Nord dell'abitato di Gemona, in località Ospedaletto.

Cascata del Rio dell'Acqua Caduta

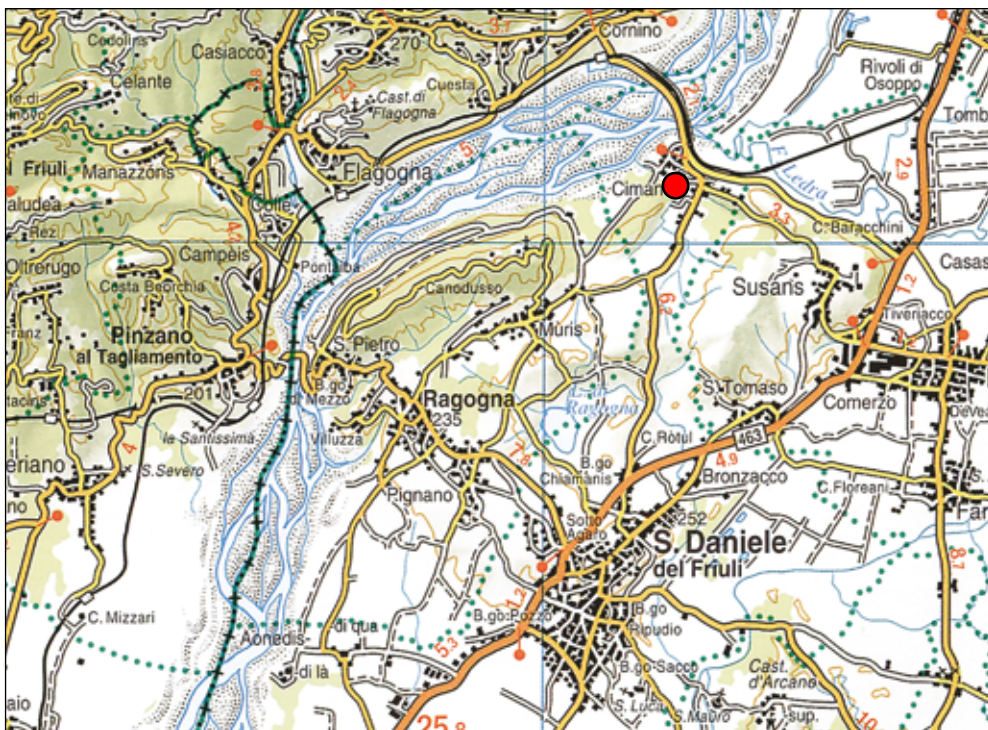
• **Cimano,** San Daniele del Friuli, Udine.
Si tratta dell'unica cascata ancora attiva dell'intero Anfiteatro morenico del Tagliamento, impostatasi su conglomerati miocenici qui affioranti alla base dei depositi quaternari. La presenza di evidenti incrostazioni di travertino completano l'interesse scientifico del sito e lo rendono ulteriormente suggestivo.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** idrogeologia, sedimentologia, geomorfologia.
• **Accessibilità:** il geosito è raggiungile agevolmente con brevi deviazioni a piedi dalla rete stradale comunale.

DESCRIZIONE
A cura di Giovanni Paolo Fanzutti, Billy Figus e Furio Finocchiaro

La superficie del geosito coincide con quella del biotopo regionale dell'Acqua Caduta (16 ettari). I biotopi sono stati istituiti per tutelare habitat ancora integri, al fine di evitarne l'alterazione o la distruzione. Al loro interno, tuttavia, sono presenti anche processi ed elementi geologici, da cui di fatto dipende la presenza delle specie floristiche e faunistiche che contraddistinguono gli habitat stessi.

Il sito è attraversato dal Rio dell'Acqua Caduta che poco più a Sud drena le acque di una vicina torbiera situata presso il trivio stradale Cimano-San Daniele del Friuli-Muris. Successivamente il rio attraversa sottili depositi fluvio-glaciali quaternari, mantenendo un andamento tortuoso. In corrispondenza della confluenza con il rio della Palude, il corso d'acqua incide una breve e profonda forra nei conglomerati continentali miocenici (Pontico) e negli erodibili strati marnosi intercalati. I singoli livelli conglomeratici raggiungono potenze massime di 2-3 m. Sono presenti strati inclinati spessi mediamente dai 30 ai 40 cm, mentre le marne sono organizzate in pacchi di lamine per lo più sottili, potenti circa 10-20 cm e decisamente subordinati ai conglomerati. La morfologia della forra è condizionata dalla diversa erodibilità dei litotipi.

Il corso d'acqua compie quindi un salto di una decina di metri formando l'unica cascata ancora attiva nell'area dell'Anfiteatro morenico del Tagliamento (Anfiteatro Tilaventino). Le sue acque hanno formato un deposito di travertino (v. geosito Cascata di Salino) che sotto forma di un immaginario drappo di tessuto pietrificato si sviluppa dall'alto senza mai raccordarsi al substrato, creando una sorta di riparo. Sulle sue pareti costantemente bagnate vivono muschi tipici delle sorgenti pietrificanti. Anche nel tratto d'alveo iniziale in cui si riversa l'acqua, il travertino continua ad essere presente con modeste incrostazioni o piccoli sbarramenti.

Bibliografia essenziale: Aa. Vv, 2003; Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, 2005.

I depositi di travertino su cui scorrono le acque della cascata dell'Acqua Caduta.

Dettaglio del conglomerato.

Le bancate conglomeratiche incise e modellate dal Rio dell'Acqua Caduta.

Lago di Ragogna

• **Lago di Ragogna,** Ragogna e San Daniele del Friuli, Udine.
È l'unico lago intermorenico dell'anfiteatro tilaventino (profondità massima 9 m, media 3 m) conservatosi in condizioni quasi naturali.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia.
• **Accessibilità:** agevoli sentieri e piste ciclabili consentono di raggiungere in breve tempo il perimetro del lago dalla rete viaria comunale.

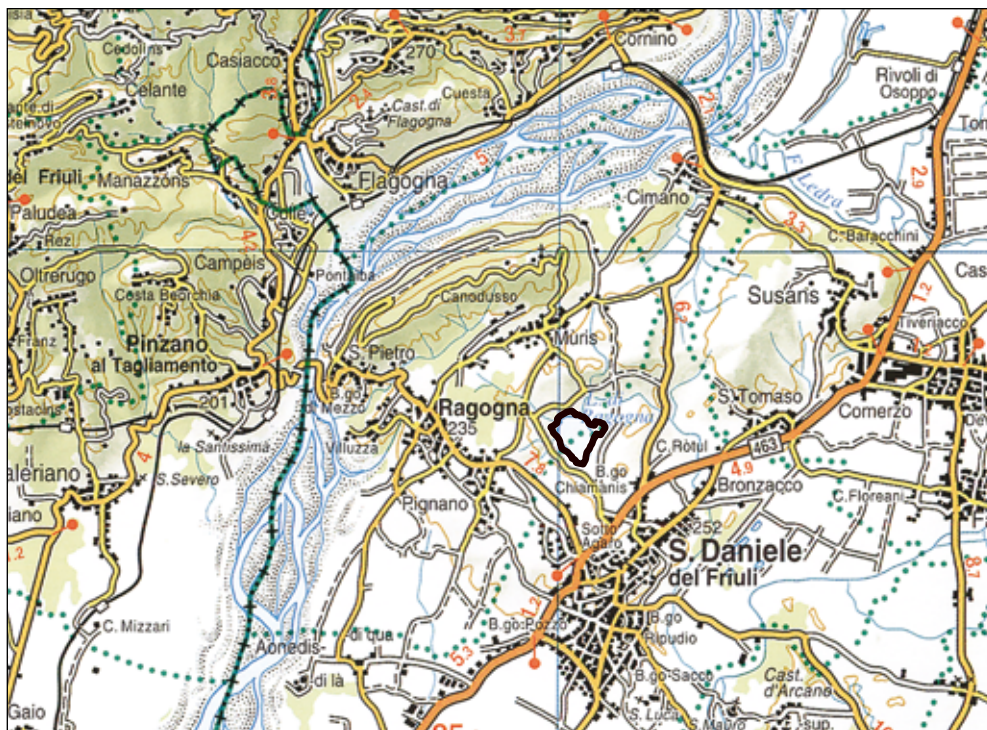
DESCRIZIONE
A cura di Giovanni Paolo Fanzutti

Lo specchio lacustre rappresenta una peculiare testimonianza dei rapporti tra idrologia e morfologia glaciale all'interno del grande Anfiteatro morenico del Tagliamento. Si conserva in buone condizioni di naturalità, anche se opere antropiche all'imboccatura del Torrente Repudio per contenere le piene e la progradazione dei suoi delta-conoidi, favorita da arature diffuse sui terreni fin quasi alla riva, tendono a ridurne progressivamente la superficie. Il Repudio presenta una duplice funzione di emissario o immissario, a seconda del livello del lago ed anche in virtù della morfologia articolata, ma caratterizzata da deboli dislivelli, tipica dell'azione glaciale.

Ampi tratti di riva sono piantumati a pioppo; sopravvive nel suo settore orientale un lembo di torbiera alta. Estesi canneti bordano la zona ripariale; ad essi succede il potamogeto (*Nymphaea alba*, *Nuphar luteum* e *Trapa nantas* in regresso), indi la fascia di fanerogame demersali. Verso Est, sovrastati dai Monti Plauris e Chiampon, a destra si intravedono il gruppo dei bassi rilievi conglomeratici tardo miocenici di Susans e a sinistra quelli di Colle delle Valli, tra loro separati per esarazione del lobo più occidentale del ghiacciaio tilaventino.

Da Nord a Ovest per quasi tutta la sua estensione fa da sfondo il Monte di Ragogna, i cui conglomerati pontici sono interessati da vistosi fenomeni di erosione che partiscono tutta la sua pendice meridionale in singolari bastionate alla base. Gli stessi conglomerati affiorano molto bene nella vicina cava dismessa di San Daniele.

Nutrienti ruscellati dai rilievi circostanti rendono il lago fortemente eutrofo, come indicato dall'enorme sviluppo di biomassa fitoplanctonica che nel periodo estivo riduce la trasparenza delle acque a pochi decimetri. Nonostante periodiche crisi di anossia l'ittiofauna è ricca e diversificata in numerose specie. È un'importante oasi avifaunistica.

Bibliografia essenziale: Fanzutti G.P. & Marocco R., 1984; Fanzutti G.P. & Vaia F., 2002.

Il Lago di Ragogna è l'ultima testimonianza dei laghi intermorenici che, fino ad alcune migliaia di anni fa, punteggiavano l'Anfiteatro morenico del Tagliamento.

Torbiera di Casasola

• **Casasola,** Majano, Udine.
Si tratta di una torbiera posta al limite settentrionale dell'Anfiteatro morenico. La sua genesi è quindi particolare e diversa da quelle delle torbiere intermoreniche.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia.
• **Accessibilità:** facile, attraverso carrarecce da Majano e da Casasola, la cui percorribilità è condizionata dal livello della falda.

DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro e Giovanni Paolo Fanzutti

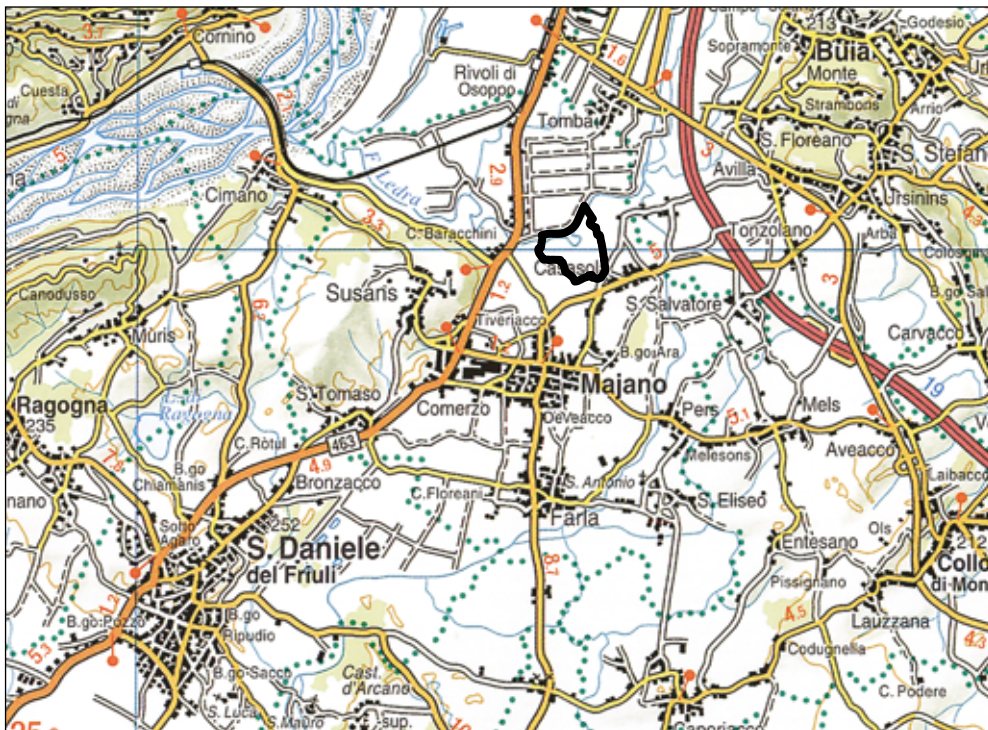
L'area della torbiera di Casasola si estende a settentrione della strada comunale Majano-Casasola. È limitata a Nord dal corso del Fiume Ledra e nei restanti lati da rilievi collinari morenici. Si tratta di una depressione approssimativamente ellittica, con asse maggiore E-W, lungo meno di 1 km, i cui limiti coincidono con l'isoipsa 160. Nei suoi punti più depressi e centrali la superficie topografica si abbassa a 158 m di quota.

L'alimentazione delle torbiere è legata alle risorgive più meridionali del campo di Osoppo, infatti la falda freatica qui è sub-affiorante (0-2 m dal piano di campagna).

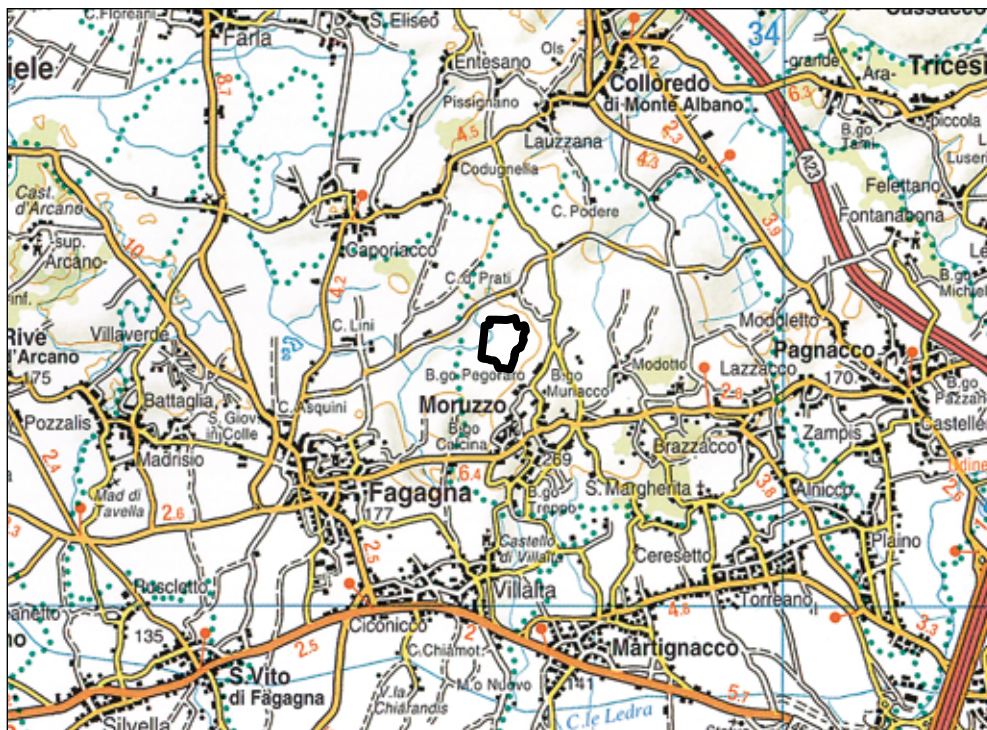
La genesi della torbiera di Casasola, a sua volta condizionata dalla sua posizione geografica, è quindi diversa da altre torbiere del Friuli morenico (ad esempio i Quadri di Fagagna o la Palude di Cimano).

Si tratta di una depressione lungo il bordo meridionale del Campo di Osoppo in cui il deflusso generale delle acque verso Sud viene sbarrato dalla presenza dei rilievi morenici dell'anfiteatro, sovraimposti ai depositi del Miocene superiore, provocando la risorgenza e, talora, il ristagno delle acque. L'area rappresenta una forma relitta post-würmiana ancora abbastanza evidente risparmiata sia da bonifiche che da riordini fondiari ad essa contigui. La sua genesi probabilmente va ascritta ad una o più anse abbandonate del Ledra, fiume di risorgiva che in questo tratto meandreggiava e che con interventi anche recenti (XIX secolo) è stato arginato e ridotto a drizzagno.

L'ambiente di torbiera rappresenta un ecosistema particolare per quanto riguarda sia gli aspetti floristici che quelli faunistici. Per questo motivo la Regione ha inserito la torbiera di Casasola nell'elenco dei Biotopi naturali regionali. L'area vincolata ha un'estensione di 48.4 ettari.

Bibliografia essenziale: Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, 2005.

A nord della strada Majano-Casasola, fra il Fiume Ledra ed i rilievi collinari morenici, si trova la torbiera di Casasola, una depressione approssimativamente ellittica, con asse maggiore E-W.

Torbiera di Borgo Pegoraro

• **Borgo Pegoraro,** Moruzzo, Udine.
Si tratta di una delle poche depressioni nell'Anfiteatro morenico tilaventino ancora occupata da una torbiera.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia.
• **Accessibilità:** l'avvicinamento al geosito è facilitato dalla buona viabilità, il suo accesso da carrarecce agevolmente percorribili, anche se in periodi piovosi l'innalzamento del livello dell'acqua può creare problemi (fango).

DESCRIZIONE

A cura di Furio Finocchiaro e Giovanni Paolo Fanzutti

È una ampia depressione intermorenica, a circa 1 km a NW del colle di Moruzzo (quota 263 m) presso Borgo Pegoraro (quota 220 m). È posta ad una quota media di 180-184 m, di forma grossolanamente ellittica, con asse maggiore disposto in senso meridiano. La bordano e la definiscono le pendici del Colle di Moruzzo ad Est e quelle del Colle Carbonaria di quota 221 m ad Ovest.

Un basso ma definito spartiacque la separa a Sud dal sistema delle lavie pedemoreniche (Fosso Rugo e Fosso Tampognacco di Villalta), mentre il confine idrografico a Nord è meno marcato e costituito dalla modeste ondulazioni moreniche di Casale dei Prati e un colle anonimo a quota 2020 m. Nella depressione si immette il Rio Lini, tipico corso d'acqua intermorenico, attualmente rettificato.

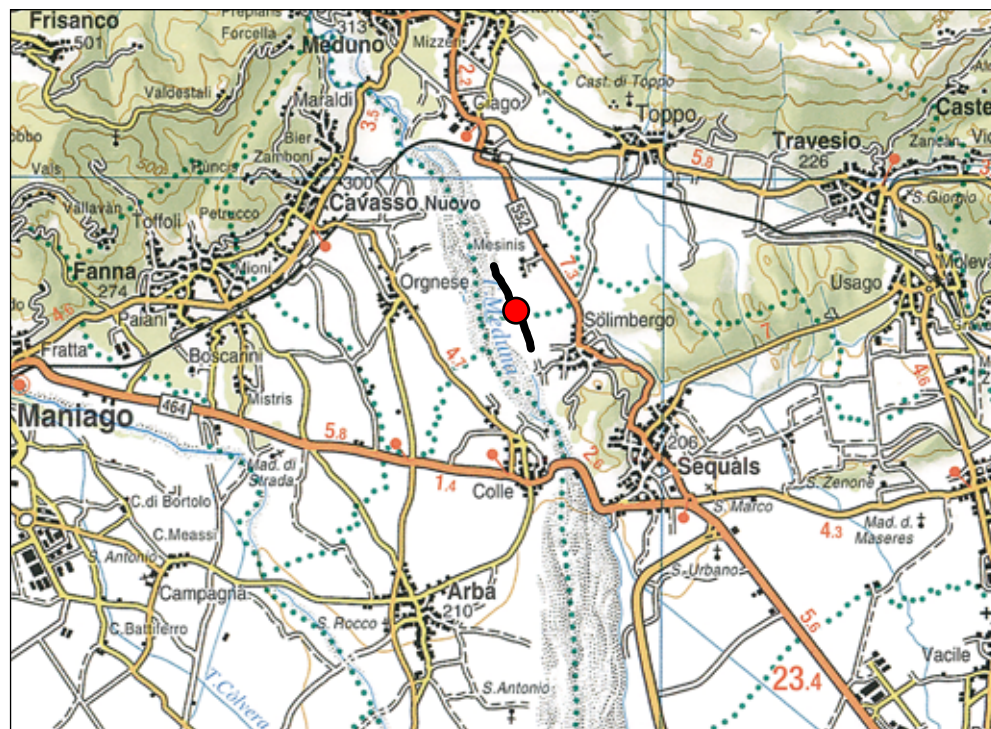
La porzione settentrionale è stata bonificata e sottoposta a riordino fondiario, mentre la meridionale, estesa circa 15 ettari, presenta ancora peculiari elementi di naturalità. La zona è stata interessata da cave (di argilla e di torba) fino agli anni '50. Lo testimoniano i ricordi dei locali e i toponimi Casa Fornaciate e Borgo Calcina, oltre che evidenti fosse quadrangolari di escavazione, ora rinaturalizzate e costituenti importanti "chiari d'acqua" per l'avifauna, i rettili e gli anfibi.

Ai bordi delle depressione si estendono concentricamente e differenziate in senso altimetrico associazioni a canneto, torbiere in senso stretto, prato umido e prato asciutto. È dimora di molte specie botaniche inserite nelle Lista Rossa Nazionale, endemiche o relitti microtermici legati all'epoca glaciale, seriamente minacciate da pratiche di aratura dei prati stabili.

Bibliografia essenziale: Martinis B. (a cura di), 1977: Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, 2005.

La torbiera di Borgo Pegoraro occupa una depressione intramorenica, di forma ellittica, localizzata poco a Nord-Ovest dell'abitato di Moruzzo.

Terrazzi fluviali del Torrente Meduna

• **Solimbergo,** Sequals e Meduno, Pordenone.
I terrazzi fluviali incisi dal Torrente Meduna, allo sbocco fra Meduno e Colle, sono degli splendidi esempi di quanto, in una fase di erosione, un corso d'acqua può modificare la morfologia di una pianura.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia.
• **Accessibilità:** si raggiunge a piedi o in macchina attraverso alcune carrarecce: in destra idrografica del Torrente Meduna dall'abitato di Solimbergo, in sinistra idrografica da quello di Orgnese.

DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi, Billy Figus e Furio Finocchiaro

Presso Meduno, in località Monteli, il Torrente Meduna entra nella Pianura Friulana percorrendola per alcuni chilometri fino alla stretta di Colle (lunga 300 m), qui l'alveo fluviale si restringe (170 m di larghezza) attraversando il modesto rilievo collinare di età Pontiana (Miocene sup.) di Col Palis. L'intero tratto a monte della stretta è caratterizzato, per una lunghezza di circa 4.5 km, da un sistema di terrazzi che testimoniano l'incisione del letto fluviale attuale operata dal torrente per stadi successivi.

In questo settore l'intero alveo, con direzione N-S, ha una larghezza complessiva di circa 1400 m, ed è attualmente ribassato di 30 m rispetto alla superficie del piano di campagna. Il geosito, raggiungibile da Solimbergo, è ubicato nella parte mediana del tratto d'alveo compreso tra la stretta di Colle e Monteli, in sinistra orografica, dove meglio che in altri punti è visibile il sistema di terrazzi.

Gli stessi si possono apprezzare spostandosi sulla destra orografica, in località Orgnese. Da qui si può facilmente raggiungere il greto del corso d'acqua e godere di una visione panoramica delle superfici di origine fluviale presenti sulla sponda opposta. Il sistema di terrazzi affiora in continuità sia integro, nelle tre dimensioni, che in sezione trasversale. Nel complesso si distingue un terrazzo più elevato, quindi più antico, che costituisce la superficie topografica della pianura; in generale, si tratta di ghiaie e sabbie ricoperte da uno strato di *humus*, talvolta coltivato, e da un manto erboso localmente associato a vegetazione arborea. Si riconoscono quindi dei depositi più recenti, litologicamente simili a quelli antichi; in lontananza sembrano costituire un unico terrazzo, in realtà sono organizzati in più ordini di terrazzi ubicati a quote minori diverse ma ravvicinate. Anch'essi sono coperti dalla vegetazione. Evidente è la registrazione, interna al deposito, del limite che separa le due terrazze principali, verosimilmente interpretabile come un paleosuolo.

Bibliografia essenziale: Castiglioni G.B, 1979; Venzo G.A., Ulcigrai F. & Cucchi F., 1975.

Il sistema di terrazzi fluviali, di diverso ordine, localizzato sulla sinistra idrografica del Torrente Meduna e ben visibile poco a monte della stretta di Colle.

Conoide e Magredi dei Torrenti Cellina e Meduna

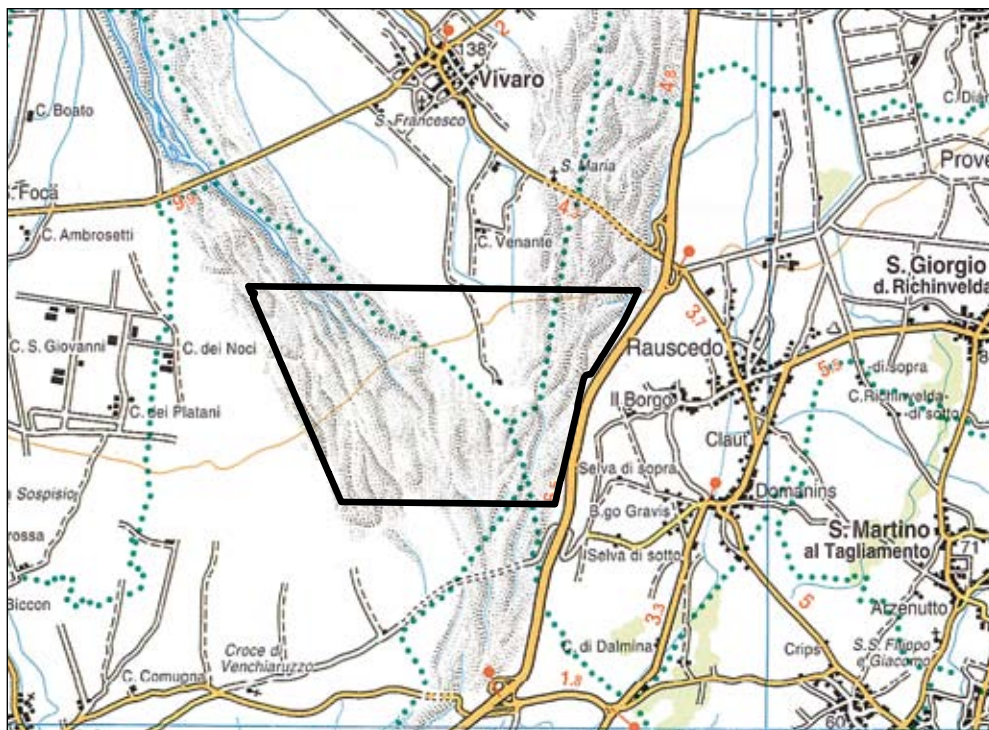
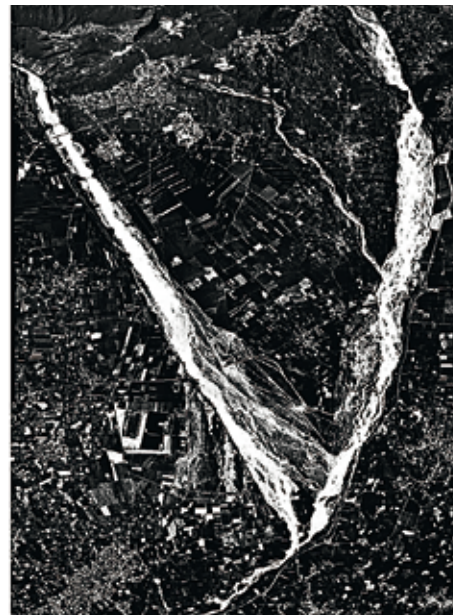
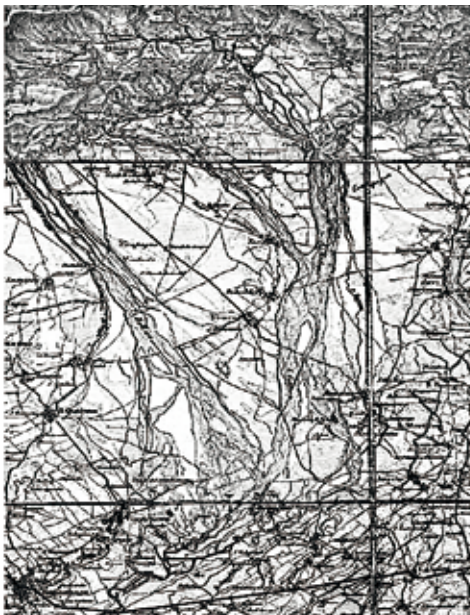
• **Vivaro,** Cordenons, San Giorgio della Richinvelda, Vivaro e Zoppola, Pordenone.
I "Magredi" sono un vasto territorio ad Est di Pordenone con peculiarità geomorfologiche e naturalistiche. Rappresentano una parte del grande conoide alluvionale calcareo-dolomitico del Cellina-Meduna, la cui testata presenta terrazzamenti e profonde incisioni fluviali (si veda anche il geosito Terrazzi fluviali del Torrente Meduna) ed ha una pendenza rilevante (circa 15‰). L'unghia è formata da materiale più minuto ed attenua rapidamente la pendenza fino al 6‰ raccordandosi con la Linea delle Risorgive.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, sedimentologia.
• **Accessibilità:** il geosito è facilmente raggiungibile a piedi o in bicicletta. Visto che gran parte dell'area è sottoposta a tutela ambientale di vario tipo, l'accesso in macchina è limitato ad alcune zone.

DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi e Barbara Grillo

I Magredi rappresentano una zona arida del conoide alluvionale del Cellina-Meduna, arroventata dal sole nei mesi estivi e battuta dal vento e dal gelo nei mesi invernali. La porzione pordenonese dell'Alta Pianura Friulana è caratterizzata in generale da una marcata pendenza e da una elevatissima permeabilità, pertanto mancano corsi d'acqua superficiali a regime costante. Ne consegue un'elevata aridità del suolo che si manifesta in fenomeni siccitosi anche a breve distanza dalle singole precipitazioni meteoriche. La somma di questi fattori favorisce una vegetazione steppica che caratterizza i Magredi, termine che indica appunto un terreno magro. Si sviluppano su un drappo di terreni ghiaiosi che fascia la pedemontana pordenonese fino al confine con la linea delle Risorgive. I detriti sono di origine calcarea e calcareo-dolomitica provenienti dai bacini del Cellina, Meduna, Cosa, Colvera e Tagliamento.

La fasi finali di formazione ed aggradazione dei conoidi del Cellina e del Meduna sono databili dall'ultima espansione glaciale, fino al Pleistocene superiore. A questo periodo infatti vengono attribuiti 30 m di sedimenti alluvionali del Cellina che giacciono al di sopra di un paleosuolo preesistente.

Più complessa l'evoluzione del Meduna: per questo torrente la presenza delle colline nei dintorni di Sequals ha rappresentato un ostacolo che ha deviato le sue acque ad Est, verso Travesio, lobo che è stato attivo dal pleniglaciale all'inizio dell'Olocene. Solo successivamente il Meduna ha alimentato la porzione più occidentale del suo conoide (lobo di Arba).

I sensibili cambiamenti climatici olocenici e le conseguenti variazioni del livello del mare hanno determinato, per entrambi i torrenti, una progressiva diminuzione degli apporti solidi, con conseguente approfondimento dell'alveo all'interno dei conoidi precedentemente deposti, formazione di terrazzi e deposizione di materiali in una posizione più meridionale.

I magredi fotografati dalla strada Cimpello-Sequals, all'altezza del paese di Vivaro. Sullo sfondo l'imponente Massiccio del Cansiglio-Cavallo.

I Magredi e la confluenza Cellina-Meduna in una mappa del 1860 (a sinistra) e nelle riprese aeree del 1960 (al centro) e 1996 (a destra).

I depositi ghiaiosi dei Magredi si estendono dalla fascia pedemontana pordenonese fino alla Linea delle Risorgive.

I movimenti neotettonici di questo settore delle Prealpi hanno portato alla progressiva deviazione verso Ovest dei corsi d'acqua con conseguente dissimmetria tra i terrazzi in riva destra e in riva sinistra.

Il Torrente Cellina

Il Cellina ha origine, a Nord di Claut (613 m), da tre corsi d'acqua che scendono dal Monte Cornagêt (2322 m), dal Monte Caserine (2309 m) e dal Monte Dosaip (2062 m). Percorre i primi chilometri con l'aspetto di un semplice torrente. Poco a monte di Cellino, in località Porto, acquista una cospicua portata d'acqua grazie anche all'apporto dei torrenti Settimana e Cimoliana. Quindi continua il suo percorso in una stretta valle che si amplia in corrispondenza della conca di Barcis, occupata da un lago artificiale. Dopo questo rallentamento nel suo corso si immette nuovamente in una stretta e profonda gola. Attraversa l'ultima barriera montuosa, che precede la pianura, e sbocca nei pressi di Montereale Valcellina (317 m).

Alla sua immissione nell'Alta Pianura scorre in un alveo ciottoloso che si allarga in un vasto cono sul quale le acque del Cellina si disperdono assorbite dalle ghiaie. Il corso del Cellina ha termine a Sud di Vivaro dove confluisce nel Meduna (tra quota 89 m e 57 m).

Il bacino idrografico, formato essenzialmente da rocce calcareo-dolomitiche e da dolomie che risalgono al Triassico/Cretacico, ha una superficie di circa 449 km^2. Le rocce arenaceo-marnose sono scarsamente presenti e si rinvengono nei pressi di Barcis e Claut.

Il bacino del Cellina è stato influenzato, più di quello del Meduna, dai ghiacciai del Quaternario. Tracce di questo passaggio si osservano negli accentuati profili trasversali delle valli (ad U) e nelle numerose rocce arrotondate e levigate. Due aspetti che confermano come potenti lingue di ghiaccio, dello spessore di circa 700-800 m, siano arrivate a lambire la pianura pordenonese. Manca però un apparato morenico frontale.

Il Torrente Meduna

Il Meduna ha origine da due piccoli torrenti delle Prealpi Carniche: il primo, Canale Grande, nasce dal Monte Burlat (2107 m); il secondo, Canale Piccolo, sgorga dalla Forcella Caserata (1495 m) alle pendici del Monte Dosaip (2062 m). I due corsi d'acqua si uniscono in località Selis (623 m). Presso Meduno (quota 323 m) il torrente sbocca in pianura e la attraversa in direzione NW-SE con un alveo profondamente infossato nelle sue alluvioni. Poi si rivolge verso Sud e, presso Tesis (168 m), riceve le acque del torrente Colvera. Quindi il suo corso si disperde su di un ampio greto ghiaioso che si unisce, a Sud di Vivaro, con quello del Cellina.

Data la scarsa portata d'acqua e la fortissima permeabilità del substrato ghiaioso, le acque del Meduna si esauriscono normalmente già all'altezza di Arba (210 m) pochi chilometri dopo il suo sbocco nell'Alta Pianura.

Dopo la confluenza con il Cellina piega verso SW ed i rii di risorgiva, che scaturiscono a Cordenons presso l'unghia del conoide, alimentano il Meduna.

Da qui il suo scorrere inizia ad infossarsi nelle alluvioni sabbioso-argillose della Bassa Pianura e nelle vicinanze di Prata di Pordenone (18 m) riceve le acque del Noncello. Il corso, rivolto a Sud, si fa ancora più meandriforme fino alla confluenza nel Livenza nei pressi di Ghirano (13 m).

Per la diversità dei territori che attraversa il Meduna erode vari tipi di rocce e di suoli: nel suo bacino montano affiorano rocce prevalentemente dolomitiche e calcareo-dolomitiche; nell'Alta Pianura sedimenti ghiaiosi mescolati e compattati con le alluvioni argillose del Würmiano e del Postglaciale; nella Bassa Pianura depositi argillosi e sabbiosi.

Il ghiacciaio würmiano, che si formò nel bacino del Meduna, non ci ha lasciato molte testimonianze in pianura perché si arrestò a circa 4 km dalla pianura.

Bibliografia essenziale: Associazione Italiana Insegnanti di Geografia (a cura di), 1997; Avigliano R., Calderoni G., Monegato G. & Mozzi P., 2002; Fontana A., Mozzi P. & Bondesan A., 2008; Marinelli O., 1922; Martinis B., 1993; Zanferrari A., Avigliano R., Grandesso P., Monegato G., Paiero G., Poli M.E. & Stefani C., 2008.

Paleovalle del Torrente Corno

• **Cisterna e Silvella,** Coseano e San Vito di Fagagna, Udine.
L'ampia paleovalle del Torrente Corno rappresenta una testimonianza delle grandi modificazioni del reticolo idrografico conseguenti al ritiro post-glaciale del ghiacciaio tilaventino.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, sedimentologia, idrogeologia.
• **Accessibilità:** è facilmente raggiungibile in quanto viene attraversato dalla strada statale 464 Udine-Spilimbergo.

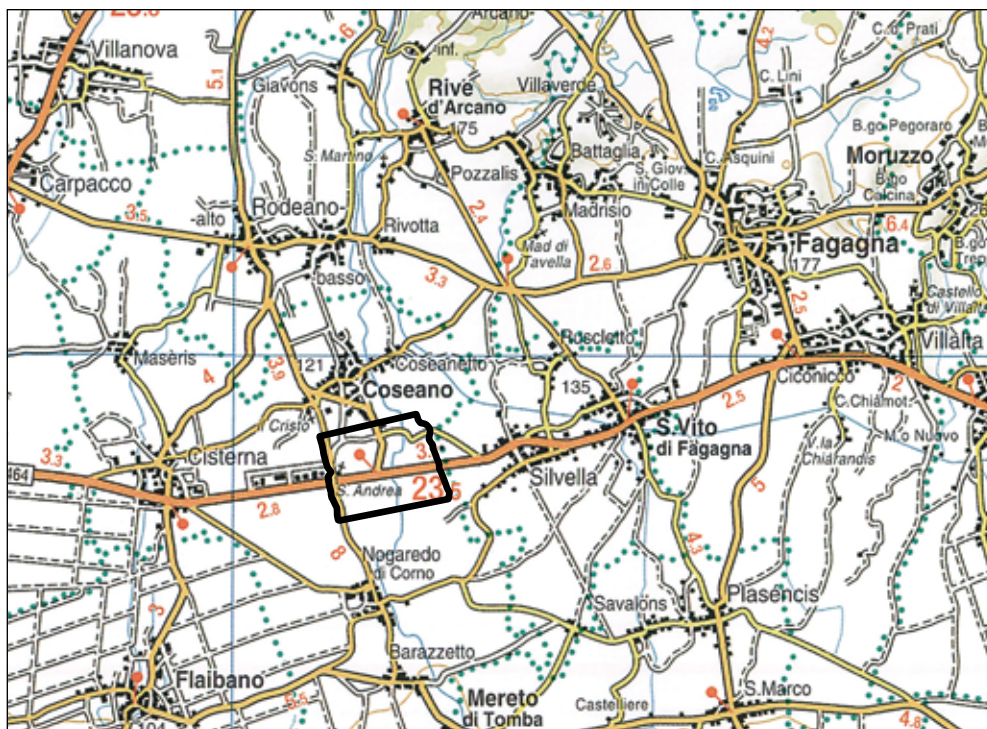
DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro

Il Torrente Corno ha origine nella porzione settentrionale dell'Anfiteatro morenico del Tagliamento. Il suo corso, orientato N-S, attraversa le cerchie dell'anfiteatro pochi chilometri ad Est di San Daniele del Friuli per poi entrare in pianura all'altezza di Rodeano. Attualmente le acque del Torrente Corno vengono convogliate nel Fiume Stella.

La sua particolarità, almeno nel tratto a Sud di San Daniele, è di scorrere in un ampia valle, larga quasi 2 km e profonda, rispetto alla quota media della pianura, circa 8-10 m. Questa peculiarità morfologica è ben evidente presso Rodeano, paese composto da due frazioni: Rodeano Alto e Rodeano Basso. La prima a livello della pianura, la seconda alla quota dell'alveo. Anche la strada Udine-Spilimbergo attraversa, tra Silvella e Cisterna, in modo evidente sia la valle che il limitato alveo attuale del Corno.

Il dislivello tra il fondo della paleovalle e la pianura circostante varia dai 25-30 metri della zona tra San Daniele del Friuli e Rive d'Arcano, sino ad annullarsi poco a monte di Codroipo.

La formazione di una incisione così ampia, non compatibile con l'attuale portata, è da ascrivere alle prime fasi di ritiro del ghiacciaio tilaventino e alla cospicua massa di acque di fusione che si generavano davanti alla lingua glaciale in ritiro. Inoltre era ancora attivo lo sbarramento di Cimano per cui parte delle acque di fusione si riversavano ad Est del Monte di Ragogna anche lungo la direttrice del Corno (v. geosito Antico spartiacque di Cimano).

Bibliografia essenziale: Venturini C., 2003a; Zanferrari A., Avigliano R., Monegato G., Paiero G., Poli M.E. & Stefani C., 2008.

L'ampia paleovalle del Torrente Corno viene attraversata, all'altezza di Coseano, dalla strada statale che collega Udine a Spilimbergo.

Anticlinale di Sant'Osvaldo

• **Sant'Osvaldo e Basaldella,** Udine e Campoformido, Udine.
È molto raro che i modesti rilievi presenti nelle piatte zone di pianura siano stati generati non per deposito ma, al contrario, per sollevamento tettonico del territorio. Nell'Alta Pianura Friulana si incontrano evidenti gruppi di piccoli rilievi prodotti da quest'ultima causa. Si tratta di modeste bombature della superficie topografica (da + 4 a + 12 m) raggruppabili in due distinti insiemi, ognuno allineato sul retro della faglia responsabile del sollevamento. L'alto di Sant'Osvaldo (+ 4 m) - prosecuzione della "dorsale Bonavilla" - per la sua accessibilità ben rappresenta il gruppo di forme più settentrionali, distribuite alla periferia sud-occidentale di Udine.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** la struttura è osservabile a Basaldella, nell'immediata periferia meridionale di Udine, in località Sant'Osvaldo. Raggiunge il suo culmine (+ 4 m) all'altezza della via di ingresso all'ex-Ospedale psichiatrico. È ampia trasversalmente alcune centinaia di metri ed è intercettata dalla Strada Statale 353 che ne sottolinea, col suo tragitto, l'andamento altimetrico.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

Alla periferia Sud di Udine, la progressiva e lenta diminuzione delle quote della pianura verso mare è localmente interrotta dalla presenza di alcune deboli contropendenze. Ne scaturiscono delle modeste morfologie alte da qualche metro fino ad oltre una decina. Formano singolarmente delle bombature irregolari della superficie topografica.

Osservandone la distribuzione in pianta si percepisce che sono raggruppabili secondo precise fasce, orientate circa NW-SE e allungate per molti chilometri. Una di queste, la più settentrionale, comprende le zone di Basaldella (Sant'Osvaldo) e Pasian di Prato (Case Bonavilla). Questa struttura, nel suo insieme, è nota come "dorsale di Bonavilla". Il modo più diretto e agevole per osservarne la forma bombata è recarsi in località Sant'Osvaldo. Sotto la superficie convessa dell'alto di Sant'Osvaldo, ampio trasversalmente alcune centinaia di metri, si estendono ghiaie e conglomerati pleistocenici. Analoghe situazioni morfologiche e stratigrafiche si riscontrano a Case Bonavilla.

Tale estesa fascia a morfologie convesse, tipica di questo tratto dell'Alta Pianura Friulana, deve la propria origine all'attività quaternaria della Linea Udine-Buttrio. È questa una faglia, orientata per l'appunto NW-SE e inclinata verso NE, che circa 20.000 anni fa è stata in grado di sollevare vistosamente la superficie della pianura udinese.

Contemporaneamente al sollevamento, l'azione erosiva del Torrente Cormor asportava, nel proprio divagare, parte del deposito, trasformando quello che avrebbe dovuto essere un rilievo unico, stretto e lungo, in una ghirlanda di modesti rilievi. Queste bombature del territorio sono definite "alti morfostrutturali" in ragione della loro origine mista, tettonica ed erosiva. Insieme a un'ulteriore serie di strutture simili, presenti poco più a Sud (v. geosito Terrazzo di Pozzuolo), formano la parte più esterna e più giovane della catena alpina nord-orientale.

Bibliografia essenziale: Fontana A., 2006; Venturini C., Astori A. & Cisotto A., 2004.

Modeste morfologie alte qualche metro, formano delle bombature irregolari nella superficie topografica dell'Alta Pianura Friulana, come il dosso di Sant'Osvaldo, ormai rivestito dalle infrastrutture urbane, eppure ugualmente percepibile.

Colle di Udine

• **Colle del Castello,** Udine.
Il Colle di Udine può essere considerato una vera e propria peculiarità geologica che si impone per la propria particolare morfologia, connessa a ragioni tettoniche e fluviali; morfologia che è stata funzionale in epoca storica alla costruzione di un probabile proto-insediamento (castelliere, II millennio a.C.) e, in tempi alto-medioevali, allo sviluppo del principale nucleo abitativo di tutto il Friuli.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** è facilmente accessibile essendo posto proprio al centro della città. La sommità del Colle è raggiungibile attraverso due ampi e suggestivi percorsi pedonali. Il primo e più spettacolare parte dalla rinascimentale Piazza Libertà (già Piazza Contarena), l'altro sale da Piazza I Maggio (già Giardin Grande), sede di capienti parcheggi. Salendo il Colle da Piazza I Maggio è possibile osservare alcuni affioramenti dei conglomerati pleistocenici.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

L'Alta Pianura Friulana centrale, a monte e a valle di Udine, è formata da prevalenti ghiaie in spessori fino a oltre 30 m. Sono sedimenti fluviali e soprattutto fluvio-glaciali deposti negli ultimi 50.000 anni. Rivestono un antico e tenace conglomerato pleistocenico il cui spessore, entro il perimetro della città, varia tra 15 e 30 m. Sondaggi e scavi attestano che alla periferia Sud di Udine il tetto del conglomerato si incontra a -13 m. Appena dentro la cerchia muraria, a 3 km di distanza, si porta a soli -3 m, per poi venire a giorno nel Colle di Udine, innalzandosi fino a oltre 20 m sul piano della città. Procedendo verso Nord si riabbassa a -13 m nella zona dell'Ospedale. Complessivamente il conglomerato disegna un'ampia e blanda piega.

Questa si appoggia a una faglia, inclinata verso NE, che ne ha guidato l'inarcamento, probabilmente intorno a un milione di anni fa. È interessante notare che di fronte alla struttura (faglia+piega) circa 20.000 anni or sono se ne è prodotta un'altra che, in versione ridotta, ne replica le geometrie.

Il rilievo del Colle di Udine deve dunque la sua presenza a un sollevamento tettonico. C'è da domandarsi come mai dell'antica bombatura del territorio in superficie oggi non resti traccia. Eppure le dimensioni della struttura sono ben superiori all'inarcamento di Sant'Osvaldo (v. geosito Anticlinale di Sant'Osvaldo) che, al contrario, è ben percepibile da chiunque transiti alla periferia Sud della città. La ragione è duplice. Si ricordi che ai tempi del sollevamento tettonico il Fiume Tagliamento transitava ancora tra Majano e Buia (v. geosito Antico spartiacque di Cimano), scorrendo proprio verso Udine dove, con tutta probabilità, univa le proprie acque a quelle del Torrente Torre. Fu sicuramente l'erosione fluviale congiunta dei due corsi d'acqua - contemporanea e successiva al sollevamento - a favorire la progressiva asportazione del conglomerato, dando forma al rilievo del Colle. Se il Tagliamento poco meno di 20.000 anni fa non avesse seguito l'invito morfologico della Stretta di Pinzano (v. geosito Stretta di Pinza-

Il Colle di Udine si eleva dalla circostante pianura come vigile sentinella protetta dal castello cinquecentesco. Con la propria silenziosa presenza testimonia una evoluzione regolata da sollevamenti ed erosioni capaci di portarci a ritroso nel tempo.

Deposizione 1

Faglie e ampia piega 2

Erosione fluviale e deposizione 3

Colle di Udine

Deposizione 4

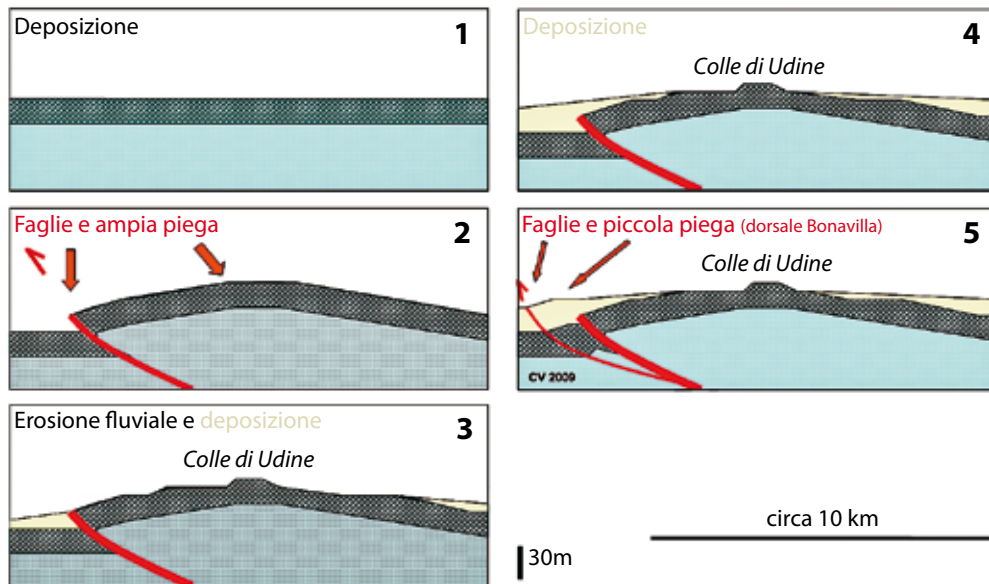
Colle di Udine

Faglie e piccola piega (dorsale Bonavilla) 5

Colle di Udine

CV 2009

circa 10 km

30m

La sequenza illustra la probabile evoluzione del sito durante l'ultimo milione di anni. È stata regolata da un iniziale sollevamento tettonico (2) cui è seguito un parziale smantellamento della parte alta della piega (3). Tardivamente la ripresa delle deformazioni si è trasferita al fronte della piega stessa (5). In scuro il conglomerato pleistocenico.

no e conglomerati miocenici) avrebbe proseguito la propria azione erosiva nel settore di Udine finendo per spianare il rilievo e, senza dubbio, cambiando la storia degli insediamenti storici e proto-storici.

La seconda ragione della mancata evidenza dell'antico inarcamento tettonico, del quale il Colle di Udine - con le aree ad esso prospicienti dei Giardini Ricasoli - resta l'ultima visibile e muta testimonianza, è che quanto restava dell'ampia piega, già parzialmente intaccata dall'erosione, è stata ammantata e livellata dai successivi depositi fluviali, fluvio-glaciali e, con tutta probabilità, in parte morenici. Occorre aggiungere che ancora oggi non esiste un'interpretazione univocamente accettata per la genesi di questo rilievo che, in modo così anomalo quanto affascinante, si erge all'improvviso da una pianura priva di altri elementi paragonabili.

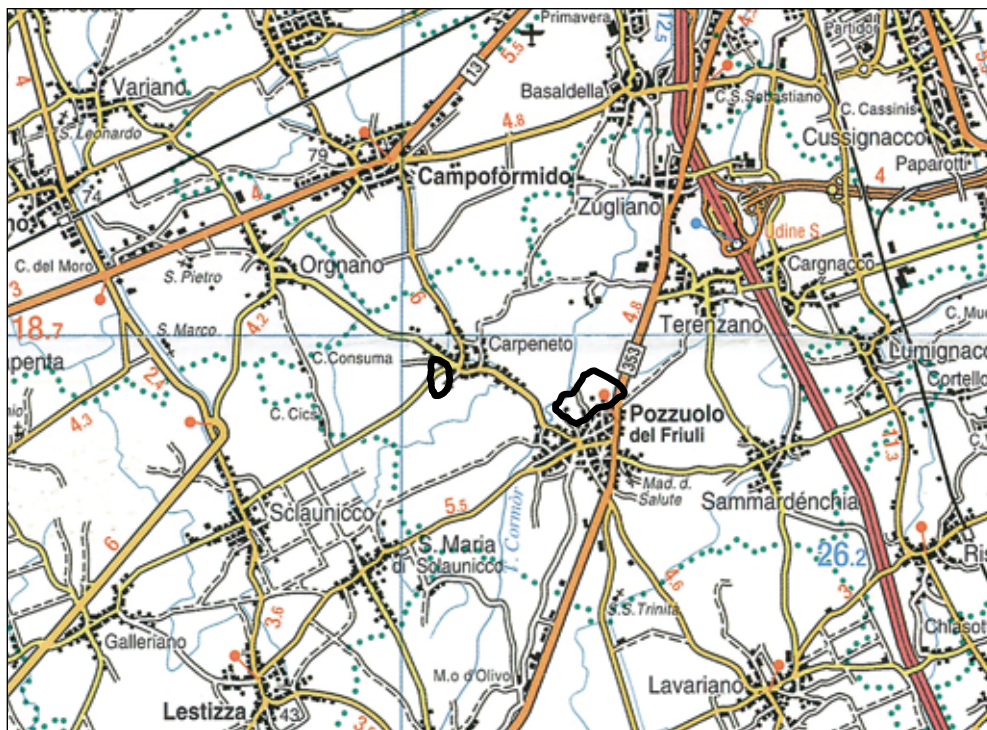
La mancanza di univocità interpretativa è motivata dalla annosa diatriba sulla natura del Colle di Udine ritenuto da alcuni, ancora oggi, per "gran parte artificiale". Effettivamente alcuni scavi condotti nel secolo scorso, sia lungo il lato settentrionale del Colle sia alla sua sommità, hanno evidenziato la presenza di abbondante materiale ghiaioso rimaneggiato mescolato a frammenti di laterizi. Il ritrovamento ha dato spazio all'ipotesi che il Colle fosse in origine nulla più che un modesto rilievo ampliato e sopraelevato nel tempo ad opera dell'uomo. Al contrario, osservando la vasta spianata sommitale che fronteggia la facciata del Castello e comprendendo, in questo caso senza possibilità di equivoco, che non può trattarsi di un piano naturale, viene da pensare che il materiale rimaneggiato non sia stato scavato dalla pianura circostante e appoggiato al Colle "dal basso", come finora ritenuto, ma possa essere stato invece scaricato "dall'alto", durante un antico spianamento artificiale del Colle, formando delle discariche di inerti lungo i suoi versanti.

Bibliografia essenziale: Bernardis G. & Zorzi P., 1981; 1987; Comel A., 1955; 1960; 1963; Marocco R. & Paronuzzi P., 2002; Martinis B., 1953; Taramelli T., 1875; Venturini C., Astori A. & Cisotto A., 2004; Venturini C., 2003a; Zanferrari A., Avigliano R., Monegato G., Paiero G., Poli M.E. & Stefani C., 2008.

Udine, Giardini Ricasoli, presso Porta Manin. Parte dell'antico livello di conglomerati pleistocenici inarcato dall'ampia piega affiora nel centro cittadino. Osservando con cura l'affioramento si notano frequenti strutture sedimentarie sicuramente non antropiche.

Il Colle di Udine, sormontato dal castello rinascimentale (ricostruito dopo le devastazioni prodotte dal sisma del 1511), si eleva di quasi 25 m rispetto alla ampia debole depressione del Giardin Grande.

Terrazzo di Pozzuolo del Friuli

• **Pozzuolo del Friuli,** Pozzuolo del Friuli, Udine.
Quando nelle fasce di pianura ci si imbatte in rilievi isolati, seppur modesti e non di origine antropica, significa quasi sempre avere trovato dei depositi o accumuli di varia natura. A volte può trattarsi di cordoni morenici frontali; in altri casi potrebbero essere antichi argini naturali prodotti da corsi d'acqua che il divagare ha portato ormai lontano dalla zona dell'originario accumulo. È invece molto raro che i rilievi di pianura siano stati generati non per deposizione ma, al contrario, per sollevamento tettonico del territorio. Sollevamento quindi che risulta l'effetto di una faglia attiva. Nell'Alta Pianura Friulana sono evidenti e numerosi i rilievi prodotti da questa causa. L'alto di Pozzuolo (+12 m sulla pianura circostante) per la sua accessibilità ben rappresenta il gruppo di forme più meridionali.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** è facilmente accessibile sia a piedi che in automobile in quanto attraversato dalla Strada Statale 353 e dalla rete viaria comunale.

DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro e Corrado Venturini

A partire dagli anni '60 perforazioni profonde e dati geofisici acquisiti nella pianura a Sud di Udine, hanno portato all'identificazione di linee tettoniche (faglie) che interessano sia le formazione cenozoiche sia i depositi quaternari. La più importante tra queste faglie di pianura è la Linea di Palmanova, orientata circa NW-SE.

L'attività pleistocenica di questa linea ha prodotto una modifica della superficie topografica dando forma a una bombatura del territorio larga alcune centinaia di metri ed allungata parallelamente al fronte di faglia. Anche in questo caso il sollevamento della pianura, che raggiunge i 12 m, ha seguito un'evoluzione simile a quella del settore di Sant'Osvaldo (v. geosito Anticlinale di Sant'Osvaldo). Rispetto a quest'ultima occorre però segnalare che si è innescata prima (probabilmente a metà del Pleistocene sup.).

Col passare di decine di migliaia d'anni, il sollevamento tettonico e le erosioni fluviali hanno formato una serie di rilievi isolati, allineati lungo la medesima direzione (circa NW-SE) ed elevati da pochi metri fino a oltre una decina rispetto alla quota media della pianura circostante.

Nei pressi di questi alti, o in alcuni casi sul loro culmine, sono sorti insediamenti preistorici che col tempo hanno dato origine agli attuali paesi di pianura, quali Pozzuolo, Sammardenchia, Carpenedo, Orgnano e Variano. Tutte località che, fin dagli inizi del secolo scorso, i geologi associavano alla condizione di "alto morfologico", seppure con interpretazioni genetiche che nel tempo sono andate modificandosi, proprio in virtù dei dati geofisici di recente acquisizione.

Questi rilievi, sollevati precocemente rispetto a quelli alla periferia di Udine, mostrano una profonda alterazione superficiale dovuta al fatto che da almeno 50.000 anni sono in posizione sopraelevata rispetto alle quote della piana circostante. Da allora questa posizione di alto li ha preservati dalle successive fasi di deposizione fluvio-glaciale impedendone il seppellimento e,

Uno dei pochi punti in cui il Terrazzo di Pozzuolo del Friuli è ancora riconoscibile. In genere le attività antropiche, e l'agricoltura in particolare, lo hanno fortemente modificato.

Il conglomerato che costituisce il Terrazzo di Pozzuolo.

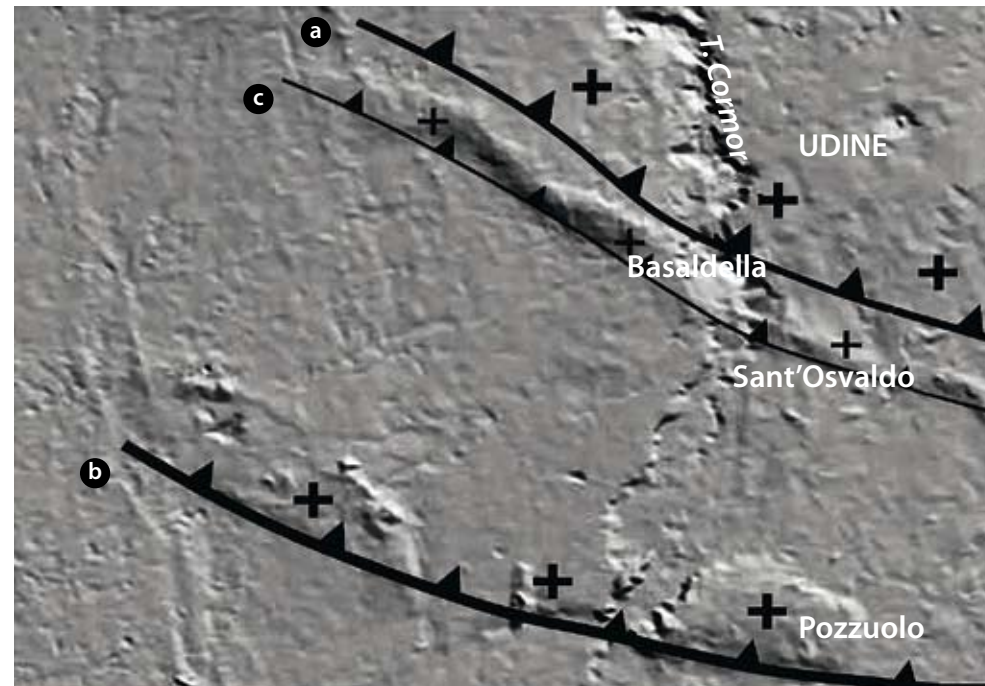
congiuntamente, favorendone l'alterazione dovuta all'esposizione prolungata.

La letteratura recente collega tra loro tutti gli alti sopra citati parlando di "dorsale di Pozzuolo", ad indicare una genesi comune di questi rilievi di pianura. Oggi appaiono separati uno dall'altro non solo per le successive erosioni operate sulla dorsale dal Torrente Cormor, ma anche per l'azione di due sistemi coniugati di faglie verticali che in tempi recenti hanno spezzato in segmenti la dorsale spostandone leggermente le singole porzioni.

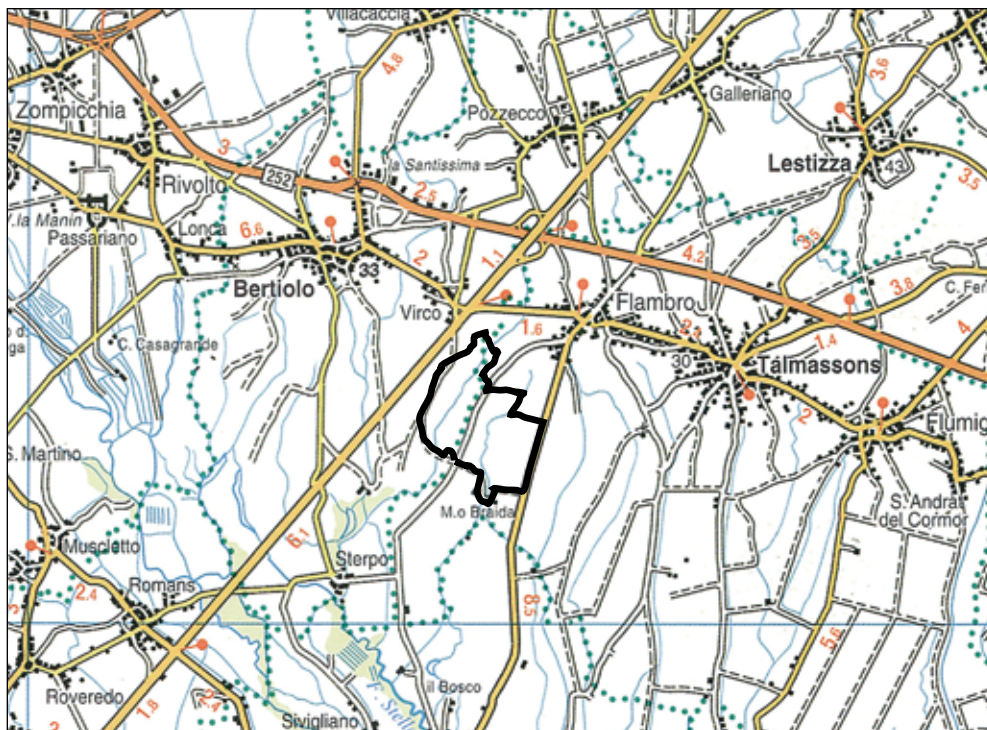
Più in particolare, l'alto di Pozzuolo rappresenta, tra i rilievi generati dalla linea di Palmanova, il sito più caratteristico per estensione e quota. Ha una superficie di circa 2 km^2 e un sollevamento di 12 metri. Inoltre, l'incisone del Torrente Cormor consente di osservare, nel tratto tra Pozzuolo e Carpenedo, la successione dei depositi innalzati dal movimento tettonico.

Si tratta di ghiaie, conglomerati e sabbie del Pleistocene inf. e medio, antecedenti dunque alla più recente glaciazione, e poggianti in discordanza angolare sopra caratteristiche arenarie giallastre, queste ultime attribuite al Miocene già da Feruglio negli anni '20, sulla base del loro contenuto fossile.

Bibliografia essenziale: Fontana A., 1999; 2006; Feruglio E., 1925b; Venturini C., Astori A. & Cisotto A., 2004; Zanferrari A., Avigliano R., Monegato G., Paiero G., Poli M.E. & Stefani C., 2008.

Il modellamento dei conglomerati pleistocenici ad opera del Torrente Cormor.

La ricostruzione tridimensionale della superficie topografica evidenzia i dossi (+) presenti nell'Alta Pianura Friulana (alti da +4 m a +12 m). Sono la manifestazione superficiale di sollevamenti prodotti da faglie attive, in tempi successivi (a-c), nell'ultimo milione di anni.

Risorgive di Virco e Flambro

• **Virco,** Bertiolo e Talmassons, Udine.
La principale caratteristica ambientale del limite settentrionale della Bassa Pianura è costituita dai cospicui fenomeni di affioramento della falda freatica in corrispondenza della “Linea delle Risorgive”. Le risorgive di Virco e Flambro sono tra le più significative e vanno ad alimentare il corso del Fiume Stella, il principale corso di risorgiva della Regione, che contribuisce a circa metà degli apporti idrici alla laguna. Per preservare gli aspetti di biodiversità di questi habitat la Regione Friuli Venezia Giulia ha istituito diversi “biotopi” in aree di pianura in cui si mantengono condizioni di naturalità. I contigui biotopi di Flambro e Virco, istituiti nel 1998, sono tra i più importanti per estensione con una superficie complessiva di 155 ha.
• **Grado d’interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** idrogeologia, geomorfologia.
• **Accessibilità:** è facilmente raggiungibile a piedi con brevi deviazioni dalla rete viaria dei vicini centri abitati. Dalla località Molini Braida si sviluppa un breve percorso didattico.

DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro, Giovanni Paolo Fanzutti e Marco Venier

Nella parte settentrionale della Alta Pianura Friulana le acque piovane e le acque di infiltrazione laterale e profonda di fiumi e torrenti vengono assorbite all’interno dei sedimenti ghiaioso-sabbiosi, dando origine alla falda freatica. L’elevata porosità e permeabilità dei depositi dell’Alta Pianura ed il gradiente topografico favoriscono lo scorrimento delle acqua di falda verso mare. Nel loro deflusso verso meridione incontrano strati e lenti a granulometria più fine (limi e argille) di conseguenza meno permeabili che caratterizzano la porzione della pianura più vicina alla linea di costa (Bassa Pianura).

La presenza di sedimenti a bassa permeabilità obbliga le acque più superficiali della falda a riemergere, mentre la restante parte va ad alimentare l’articolato sistema delle falde artesiane della Bassa. Si ha così il fenomeno delle risorgive, ovvero un allineamento di sorgenti lungo una linea (più propriamente una stretta fascia di territorio), intersezione tra la superficie topografica e la falda freatica, che separa l’Alta Pianura dalla Bassa Pianura. La fascia delle risorgive, in sinistra Tagliamento, si sviluppa con andamento NW-SE, per una lunghezza di circa 35 km da Codroipo alla confluenza tra i fiumi Isonzo e Torre.

Da un punto di vista geomorfologico è particolarmente interessante l’interazione tra caratteristiche idrologiche e microrilievo della superficie topografica che determina un paesaggio molto particolare in cui si alternano olle, piccoli canali, prati umidi, aree a torbiera alcalina, prati stabili.

Nelle zone umide, laddove si presenti una depressione naturale del suolo, si generano delle polle di risorgenza di forma subcircolare, dai limiti ben delineati, che presentano profondità variabili da qualche centimetro fino a due metri, spesso sono riunite in gruppi. Sono queste le “olle”, il loro fondo è formato da ghiaia e sabbia e da esse sgorga l’acqua con una pressione minima. Una zona dove si formino più olle vicine

Nella fascia delle Risorgive fra Virco e Flambro sono stati effettuati interventi di ripristino per riportare almeno alcune zone in condizioni prossime alla naturalità.

Un'olla di risorgiva. Le aree caratterizzate da questi elementi ambientali sono oramai molto rare soprattutto in seguito alle bonifiche effettuate nel XX secolo.

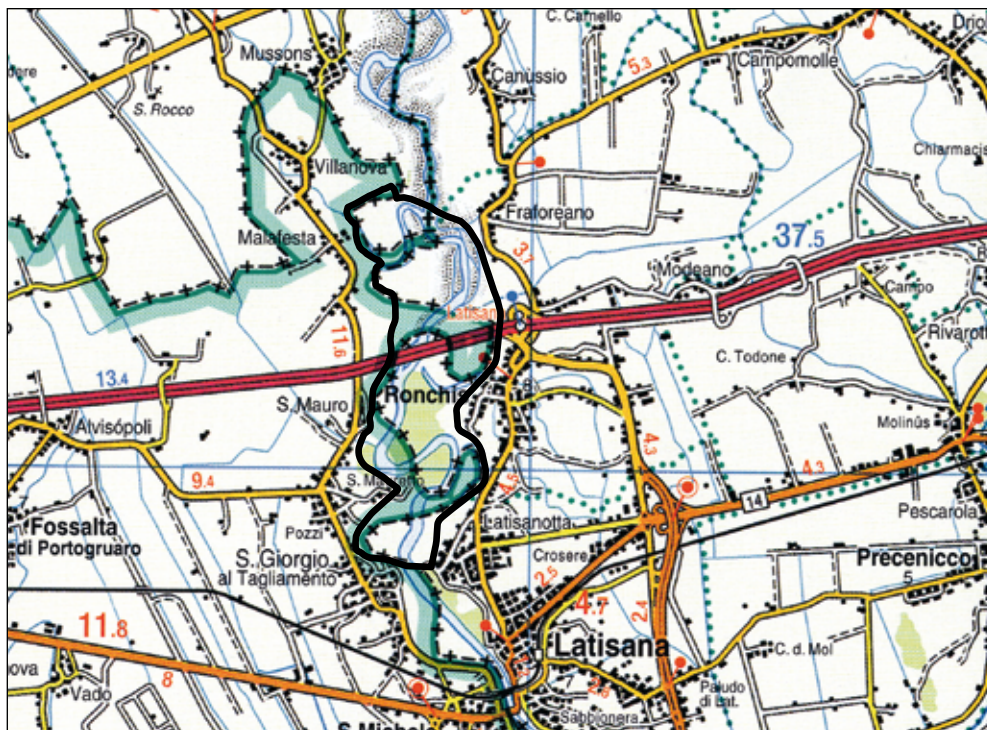
Vegetazione palustre e acqua di risorgiva presso Mulino Braida.

viene definita "lamaio" e generalmente da origine ad un corso d'acqua; quando ci si trova in presenza di cavità più o meno profonde da cui l'acqua sgorga con una certa pressione si parla invece di "fontanili" o "fontanai"; infine se l'acqua viene a giorno attraverso le ghiaie senza dare luogo a strutture particolari si parla di semplici affioramenti.

Spesso l'emersione dell'acqua è accompagnata dalla fuoriuscita di bolle di gas la cui origine va ricercata nei fenomeni di putrefazione di depositi organici soprattutto vegetali, torba, che si trovano intrappolati tra gli strati di ghiaie sul fondo delle polle.

Bibliografia essenziale: Fanzutti G.P. & Piani R., 2000; Feruglio E., 1925a; Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, 2005; Zappa L., Gasparo D. & Lorenzutti D., 2008.

Meandri del basso Fiume Tagliamento

• **Latisanotta e Ronchis,** Latisana, Ronchis e Varmo, Udine.
Esistono dei processi geologici che, grazie alla propria lentezza e regolarità di affermazione, prolungata nel tempo su intervalli anche plurisecolari, documentano in modo continuo e percepibile la loro azione modificatrice del territorio. Tra questi processi uno dei più evidenti, proprio perché segnato da tempi di sviluppo per così dire "umani", è l'erosione/deposizione fluviale applicata alla migrazione di un segmento di fiume meandriforme. Se poi si prende in considerazione il doppio meandro formato dal Fiume Tagliamento in località Ronchis di Latisana (UD) e si considera che le sue barre migranti sono ghiaiose, come quelle di pochissimi casi al mondo (solitamente sono sabbiose), ecco che il sito assurge ad importanza primaria.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia.
• **Accessibilità:** il sito si può vedere dal viadotto autostradale Trieste-Venezia e si può raggiungere in macchina percorrendo la strada sterrata che da Ronchis risale l'argine del fiume.

DESCRIZIONE
A cura di Corrado Venturini

La Pianura Friulana occidentale è solcata dal corso del Tagliamento che, con tragitto meridiano, sfocia nell'alto Mare Adriatico tra Lignano Sabbiadoro (Ud) e Bibione (Ve). Il limite tra l'Alta e la Bassa Pianura è marcato dalla "linea delle risorgive", una fascia segnata dalla presenza di frequenti e abbondanti fontanili. A monte di questa il corso del Tagliamento è a canali intrecciati, mentre a valle sviluppa un caratteristico andamento meandriforme. Alle due tipologie si associano differenti inclinazioni del territorio che passano dal 7‰ dell'Alta Pianura, caratterizzata da prevalenti ghiaie, al 3‰ della Bassa Pianura, i cui depositi sono per massima parte sabbie e limi.

Questo sito è ubicato nella fascia centrale della Bassa Pianura ed è attraversato, in viadotto, dall'autostrada Venezia-Trieste. Dall'alto del ponte autostradale è possibile percepire i caratteri morfologici del fiume; utilizzando invece la viabilità secondaria, che dal paese di Ronchis giunge sotto il viadotto, si privilegia l'osservazione diretta.

L'autostrada supera il Tagliamento nel tratto di flesso e raccordo tra le due anse di un doppio meandro che, visto in pianta, forma una grande "esse". In trent'anni di costante monitoraggio (dall'autostrada) si è potuto osservare che il meandro (per semplicità si farà riferimento solo a quello settentrionale) si è progressivamente spostato di circa 40 m. Tutto questo mentre la larghezza dell'alveo si manteneva costante: una quarantina di metri, che calano a trenta nei periodi estivi caratterizzati da minore afflusso idrico.

Anno dopo anno l'erosione della corrente, attiva sulla curva esterna del meandro, ha continuato ad asportare le sabbie e i limi della pianura. La lentezza (più che la velocità) dell'erosione spondale di questo meandro può essere facilmente calcolata: poco più di un decimetro al mese, meno di mezzo centimetro al giorno.

Per chi, anno dopo anno, è transitato sul viadotto del Tagliamento (corsia verso Mestre) non sono stati i centimetri o i metri a marcare la migrazione

La barra di meandro in ghiaia, dal ponte sull'autostrada, vista in due momenti della sua evoluzione: 1996 (sopra), e 2006 (sotto). La posizione del corso e della barra sembrano gli stessi ma, in realtà, in 10 anni sono migrati solidalmente verso sinistra di oltre 10 metri.

del meandro, ma gli alberi di un pioppeto prima e di un bosco spontaneo poi, che progressivamente sono stati scalzati e rovinosamente fagocitati dal fiume. L'intero bosco è stato decimato, con calcolata pazienza.

Da un paio d'anni una difesa spondale, "scogliera in massi a secco", ha bloccato l'erosione cristallizzando la posizione del meandro. Questo dopo almeno trent'anni (accertati) di continuo spostamento.

Confesso che è stata una stretta al cuore. L'erosione selvaggia del bosco (e della sottostante pianura) era stata bruscamente interrotta, ma da quel momento il meandro è entrato in coma… vegetativo.

In questi trent'anni è stato altrettanto interessante osservare il comportamento della sponda convessa, quella interna. Anch'essa continuava a migrare, solidalmente con quella esterna. Le due rive del fiume concava e convessa, si spostavano mantenendosi parallele ed equidistanti. Ma mentre quella esterna, concava, migrava per erosione degli antichi depositi (limi e sabbie) che formano la pianura, quella interna, convessa, si spostava per… l'accumulo di nuovi sedimenti. Sedimenti portati dal fiume e abbandonati lì dove la corrente scorre più lenta, lungo la sponda interna del corso d'acqua.

Per assistere, meravigliati e compiaciuti, al lento dinamismo di un meandro fluviale ci sono voluti trent'anni. Per toccare con mano il valore intrinseco di questo sito è sufficiente il tempo del tragitto da Ronchis di Latisana fino alla sponda sinistra del meandro che l'Uomo ha oggi inchiodato alla pianura.

Si arriva in macchina su strada in terra battuta, se il periodo è secco, proprio sotto al viadotto. Da lì in un paio di minuti a piedi si guadagna la riva sinistra del fiume, proprio nel tratto visibile dall'autostrada.

Ora siamo in piedi su un deposito ghiaioso a ciottoli fini, a qualche metro dal fiume che scorre. È la cosiddetta "barra di meandro", accumulata contemporaneamente al procedere dell'erosione sull'altra sponda. Lì dove ora sostiamo, all'asciutto, pochi anni fa scorreva il flusso centrale del Tagliamento. Ancora più indietro nel tempo, una trentina di anni or sono, senza esserci mossi, ci troveremmo di nuovo all'asciutto, ma… sulla sponda opposta del fiume. Magari aggrappati a un tronco già inclinato su un fianco. Questo perché trent'anni prima, nello stesso punto dove oggi sorge la barra di meandro, c'era ancora il boschetto di alberi che stava crescendo.

Nell'osservare direttamente il deposito della barra di meandro è il geologo che è in noi ora a meravigliarsi. Sono pochi i casi al mondo di fiumi meandriformi, tanto attuali quanto del passato, che hanno dei depositi di barra formati da ghiaia. La pressoché totalità delle loro barre è sabbiosa, da grossolana a fine e finissima.

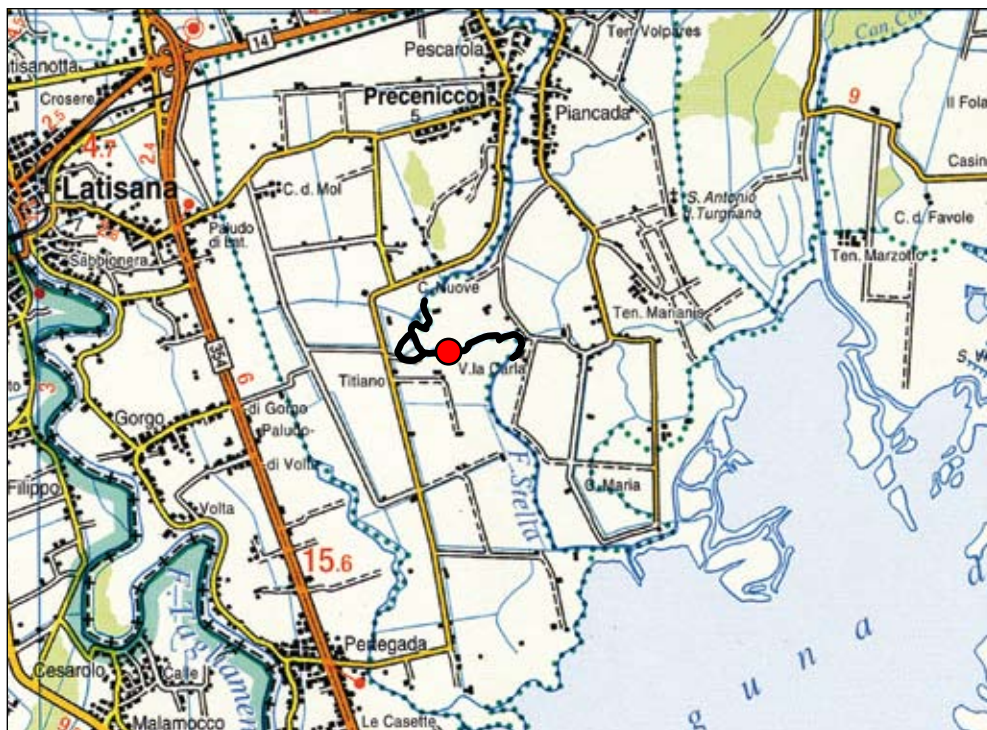
Trovare ghiaia è un'eccezione…eccezionale! Il fiume Tagliamento possiede anche quest'importante prerogativa: uno dei pochissimi fiumi al mondo (una decina in tutto) che hanno alcune delle loro barre di meandro formate da ghiaie.

Bibliografia essenziale: Bianco F., Bondesan A., Paronuzzi P., Zanetti M. & Zanferrari A. (a cura di), 2006; Comel A., 1950; Fontana A., 2006; Marocco R., 1991a; Micelli F. & Vaia F., 1989; Mion B., 2005; Poli D., Cabras M. & Fanzutti G.P., 2006; Venturini C., 1985.

L'andamento meandreggiante del Fiume Tagliamento diviene evidente all'altezza di Ronchis.

Il doppio meandro di Ronchis di Latisana, così come si presentava nel 2008 e confrontato con la posizione di trent'anni prima (righe azzurre tratteggiate). Le frecce gialle mostrano l'erosione e la corrispondente migrazione del doppio meandro, quantificabile, per l'ansa a Nord del viadotto autostradale, in circa 40 metri.

Meandri abbandonati del Fiume Stella presso Titiano

• **Madonna della Neve, Titiano,** Palazzolo dello Stella e Precenicco, Udine.
I meandri fluviali rappresentano uno degli aspetti più tipici delle morfologia fluviale della Bassa Pianura Friulana. Quelli abbandonati del Fiume Stella presso Titiano, inseriti in un contesto ricco anche dal punto di vista storico, sono tra gli esempi più interessanti e facilmente accessibili della Regione.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia, sedimentologia.
• **Accessibilità:** la rete di strade e carrarecce consente un agevole accesso al sito sia in automobile che a piedi.

DESCRIZIONE
A cura di Alessandro Fontana

Il Fiume Stella nel tratto a Sud di Palazzolo è caratterizzato da un corso meandriforme in lenta evoluzione, che porta i meandri a svilupparsi e, in qualche caso, ad essere abbandonati. Tra gli esempi migliori di questa dinamica e che possiedono ancora una buona naturalità vi sono i meandri abbandonati su cui si affaccia la chiesa della Madonna della Neve di Titiano. Si tratta di morfologie non più attive già da vari secoli e probabilmente in via di abbandono già in epoca romana.

I due meandri si trovano in corrispondenza della grande ansa che il Fiume Stella percorre tra Piancada e la Laguna di Marano. La loro formazione è probabilmente correlabile proprio alla presenza dell'ampia curva compiuta dal corso d'acqua, che fa rallentare la corrente e ha permesso al flusso di erodere lateralmente e "cercare" nuove direzioni.

È in questo tratto che il fiume comincia a divenire pensile rispetto ai terreni circostanti ed il suo alveo si trova quindi al centro di un limitato dosso fluviale. Un altro simile meandro è presente poco più a valle e un altro ancora in località Bronzan di Piancada, sulla sponda orientale. In quest'ultimo caso la costruzione di una darsena ha reso fortemente artificiali le sponde ed ha causato l'escavazione del fondale.

Più a valle il terrazzamento si riduce gradualmente fino a terminare poco dopo la località Bosco Nogali di Piancada. A Sud dell'ampio meandro di Piancada-Bronzan lo Stella diviene addirittura pensile sulla pianura, formando un sottile dosso fluviale e un delta endolagunare.

Bibliografia essenziale: Comel A., 1950; Fontana A., 2006; Marocco R., 1991a; Marinelli O., 1922 .

A testimoniare la ancora buona condizione di naturalità del Fiume Stella, vi sono i meandri abbandonati su cui si affaccia la chiesa della Madonna della Neve di Titiano.

Il Fiume Stella fra Pocenia e Teor, visto verso Nord. È evidente l'andamento meandreggiante.

Scarpate del Fiume Stella

• **Casa Pedrina, Chiarmacis,** Teor, Udine.

Il sistema formato dai fiumi Taglio e Stella è uno dei più interessanti elementi della Pianura Friulana per il buon grado di conservazione del reticolo idrografico originario e per la notevole naturalità che ancora presentano ampi tratti del fiume. Le scarpate che delimitano i terrazzi fluviali sono elementi chiave nella comprensione dell'evoluzione geomorfologica della pianura. L'area intorno a Teor consente una agevole lettura di questi fenomeni.

• **Grado d'interesse:** regionale.

• **Interesse scientifico:** geomorfologia, idrogeologia, geologia stratigrafica.

• **Accessibilità:** la rete di strade e carrarecce consente un agevole accesso al sito sia in automobile che a piedi; il geosito si trova a poca distanza dalla Starda Statale 352.

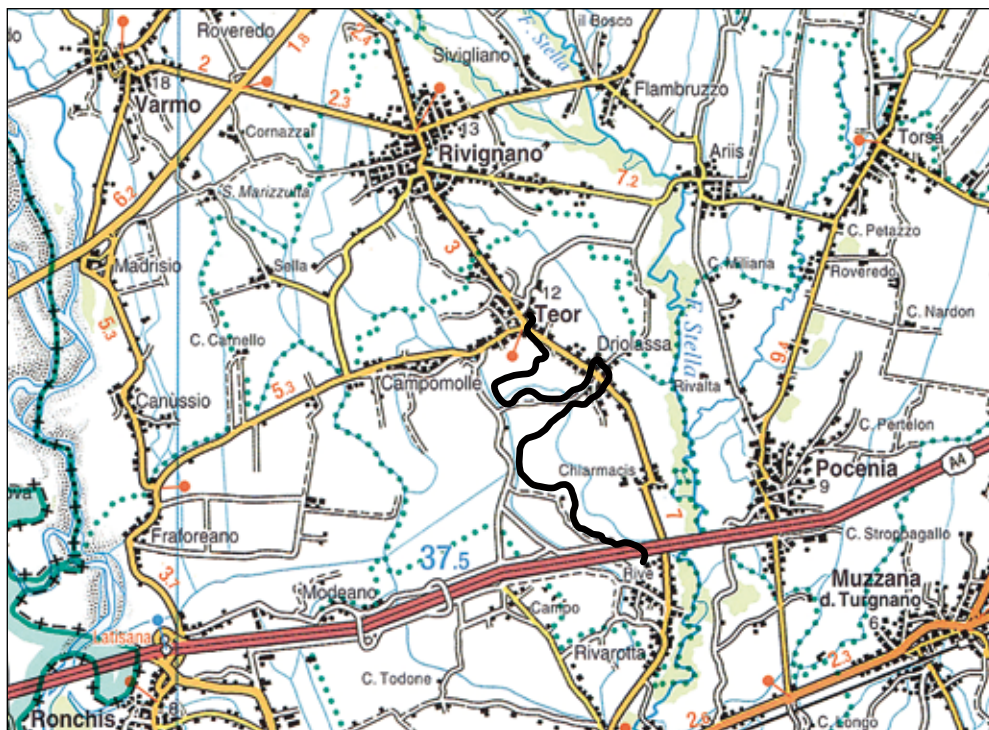
DESCRIZIONE

A cura di Alessandro Fontana

Geomorfologicamente il territorio è caratterizzato da un'ampia valle, al cui centro scorre il Fiume Stella e parte dei suoi affluenti. Le sue particolarità hanno attirato vari studiosi, che ne hanno descritto il territorio traversato dal fiume, anche prima che venisse parzialmente alterato dall'attività umana.

Tra gli abitati di Muscletto e Sterpo comincia a delinearsi un'ampia bassura che comprende tutti i vari affluenti e che assume un grande risalto morfologico a partire da Rivignano-Ariis In questo settore il Taglio e lo Stella si uniscono, originando un corso largo 20 m con meandri ampi fino a 300 m. La valle in questo tratto giunge ad essere larga oltre 2 km ed è limitata da scarpate alte fino a 4-5 m, talvolta molto nette, spesso con versanti addolciti. La bassura mantiene dimensioni simili fino all'altezza dell'autostrada A4, presso l'abitato di Chiarmacis, dove si restringe notevolmente per poi riallargarsi e terminare nelle vicinanze di Palazzolo. Oltre Chiarmacis le scarpate si abbassano a 2-3 metri e la valle si limita ad un'incisione larga 300 m in cui si trova l'alveo attuale.

Poco a monte dell'autostrada, presso località Casali Pedrina, sopra le scarpate in destra idrografica, i terrazzi presentano una buona visibilità, che consente di apprezzarne l'altezza; da sopra si riesce anche a percepire la larghezza della valle in cui scorre lo Stella, che in questo settore arriva a circa 1500 m di ampiezza. Questa zona può quindi essere considerata come geosito esemplificativo sia per gli aspetti geomorfologici che di evoluzione del sistema fluviale dello Stella.

La formazione della valle si è attuata nel post-LGM (ultimi 17.000 anni) e in particolare tra il Tardoglaciale e l'Olocene iniziale quando, a seguito del ritiro dei ghiacciai, si verificò una fase di incisione della pianura lungo poche direttrici fluviali principali e di non sedimentazione nelle aree di interfluvio. All'interno della bassura si è attuato il trasporto di ghiaie, anche grossolane, che sono affioranti fino all'altezza di Teor-Driolassa, mentre

Pendio regolarizzato artificialmente (Casa Pedrina, Chiarmacis di Teor, poco a Nord dell'autostrada A4) che segna il limite orientale della valle del Fiume Stella.

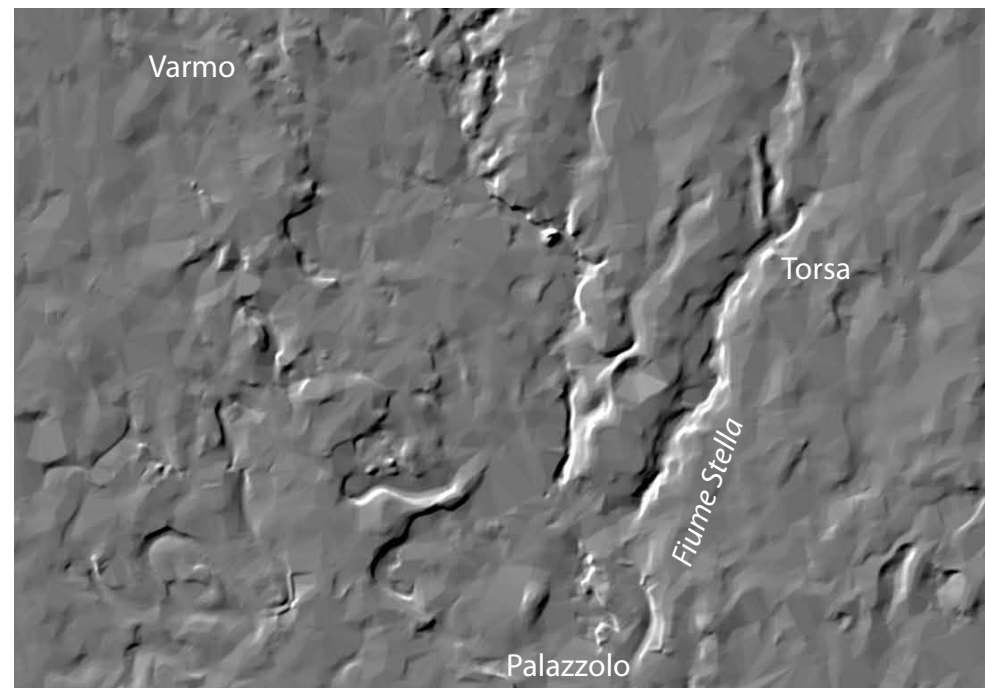
più a valle sono subaffioranti fino all'autostrada. Tali sedimenti grossolani sono probabilmente correlabili all'attività del Corno di San Daniele e/o del Tagliamento: il primo sfruttò forse la direzione dello Stella all'inizio del post-LGM, mentre il secondo l'ha usata talvolta anche nell'Olocene, fino al Subboreale.

Presso Chiarmacis, trasversalmente alla valle, alcuni carotaggi e sondaggi hanno dimostrato che le ghiaie si trovano in tutta la bassura da circa 2-3 m di profondità e probabilmente sono potenti 5-10 m. Il fiume di risorgiva ha eroso più facilmente i depositi ghiaiosi dilavandoli dai materiali più fini e si è arrestato su quelli argillosi, spesso sovraconsolidati, formando ripide scarpate. I terrazzi di Chiarmacis sono infatti scavati nei limi e limi argillosi depositati durante le fasi finali del LGM, tra 20.000 e 17.000 anni fa circa.

Anche se le scarpate si sono essenzialmente formate tra 17.000 e 8000 anni fa, il confronto tra i dati geomorfologici e quelli archeologici dimostra che l'ultima importante fase morfogenetica dello Stella si è attuato dopo il Neolitico antico e prima dell'età del Ferro, quindi tra il 2700 e il 1000 a.C. circa, durante il periodo Subboreale. Fino al 1000 a.C. circa si può quindi ipotizzare che vi sia stato un rimodellamento naturale delle scarpate. Successivamente è stata particolarmente importante l'evoluzione indotta dall'attività antropica e, in particolare, dalle arature e dalle sistemazioni agrarie romane e moderne.

Oltre alle scarpate principali, nella valle erano originariamente presenti più ordini di terrazzi, che però l'attività agraria ha cancellato quasi totalmente. Rimangono attualmente testimoniati la scarpata principale, che individua la valle, e un terrazzo minore alto 1-2 m, che racchiude l'alveo.

Bibliografia essenziale: Comel A, 1958; Feruglio E., 1925a; Fontana A., 2006; Lorenzi A., 1911; Muscio G., 2001; Taramelli T., 1875; 1881;

Benchè il più delle volte siano state alterate dall'intervento antropico, è ancora possibile riconoscere le scarpate erosive create dal Fiume Stella a carico dei depositi pleniglaciali.

Modello digitale del terreno (DEM) relativo all'area della Bassa Pianura Friulana fra i fiumi Stella e Tagliamento. Il modello mette in risalto la irregolarità di una morfologia che siamo abituati a considerare assolutamente piatta.

Delta del Fiume Tagliamento

• **Foce del Tagliamento, Lignano Riviera,** Lignano Sabbiadoro e Marano Lagunare, Udine.
Il Tagliamento è il fiume più lungo e importante del Friuli. Possiede ancora tratti ad elevata naturalità e il suo apparato deltizio è l'unico esempio moderno a forma cuspidata nel Mar Adriatico. Questo è in buona parte occupato dal centro turistico di Lignano Sabbiadoro. Pur se fortemente antropizzato dall'insediamento, il delta presenta elementi, che stanno ad indicare soprattutto a grande scala un apparato geomorfologico di assoluta valenza.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** sedimentologia, geomorfologia, idrogeologia.
• **Accessibilità:** vista l'estensione del geosito, una visione di insieme è possibile solo dall'alto. L'osservazione delle singole specificità morfologiche è agevole mediante brevi deviazioni dalla rete stradale comunale oppure mediante motobarca lungo la foce.

DESCRIZIONE

A cura di Furio Finocchiaro e Giorgio Fontolan

Il delta del Fiume Tagliamento è contraddistinto da una tipica struttura a cuspide con due promontori a forma di ala, che si allargano in due penisole simmetriche ove sorgono i centri turistici di Bibione e di Lignano. Complessivamente il delta ha una forma triangolare con la base di circa 15-16 km tra porto Baseleghe a Ovest e la Bocca lagunare di Lignano ad Est. L'altezza di questo triangolo tra la foce del Fiume Tagliamento e l'abitato di Bevazzana è di circa 5 km.

L'area del geosito è stata limitata al solo territorio della Regione Friuli Venezia Giulia che compende l'ala sinistra del delta, a valle della Litoranea Veneta e per una fascia di 50 m dalla linea di costa.

Secondo recenti studi stratigrafici l'odierno sistema deltizio si è formato nell'arco di circa 2000 anni, dopo che l'ultima di una serie di diversioni fluviale post glaciali aveva fatto gravitare l'asta terminale del fiume più ad oriente, andando ad occupare parte della preesistente Laguna di Marano. L'evoluzione della foce del Tagliamento sembra confermare l'ipotesi di Marinelli (1926), secondo la quale tutti i delta italiani si sarebbero formati negli ultimi 2500 anni, in risposta all'intensa deforestazione operata dagli Etruschi, dai Celti e dai Romani, che ha accelerato il processo erosivo del suolo e, conseguentemente, incrementato il trasporto solido fluviale.

La forma deltizia cuspidata è legata alla prevalenza dell'energia del moto ondoso su quella del fiume e più precisamente alla capacità delle onde di ridistribuire lungo costa il materiale trasportato alla foce, anche perché il delta tilaventino è direttamente esposto ai marosi di Scirocco, vento responsabile delle più violente mareggiate nel Nord Adriatico.

È caratteristica di un delta cuspidato in equilibrio la formazione di cordoni dunosi subparalleli alla linea di riva. Ancor oggi è infatti possibile osservare la struttura del delta e identificare circa una trentina di cordoni dunosi intercalati da

Il delta del Fiume Tagliamento visto da Sud-Ovest. È evidente l'andamento meandreggiante del fiume nell'ultimo tratto del suo corso.

Il tratto terminale del Tagliamento in prossimità dello sbocco nel Mar Adriatico.

Il tratto terminale del Tagliamento in una vista aerea verso sud.

La forma deltizia cuspidata è legata alla prevalenza dell'energia del moto ondoso su quella del fiume e più precisamente alla capacità delle onde di ridistribuire lungo costa il materiale trasportato alla foce.

bassure, sui quali si è impostata una tipologia di vegetazione rispettivamente arborea ed arbustiva, che ne permette l'identificazione. Gli insediamenti turistici, avvenuti soprattutto negli anni '50 e '60 del secolo scorso, hanno provocato la distruzione di estesi tratti di rilevato dunale, soprattutto sul versante di Lignano.

Alcuni cordoni dunari sono comunque ancora riconoscibili sia lungo il tratto terminale del Tagliamento in riva sinistra subito alle spalle di Lignano Riviera, sia nel settore centrale delle penisola nel sito delle ex-Colonie elioterapiche. Anche lungo il settore di Bibione le dune, che qui raggiungevano l'altezza di 8 metri, si conservano soprattutto in vicinanza dell'alveo del fiume, mentre sono oggigiorno praticamente assenti sul restante tratto più occidentale.

L'andamento subrettilineo di queste forme, che segue grossomodo quello dell'attuale linea di costa, è la diretta testimonianza di una progressiva crescita del delta, tecnicamente detta "progradazione". In particolare la parte apicale, cioè quella più protesa verso il mare e più vicina alla foce fluviale, dove si conserva la successione pressoché completa delle fasi di progradazione, ha avuto un tasso di avanzamento medio verso mare negli ultimi 2-3 secoli di oltre 3 m/anno.

L'accrescimento non è tuttavia avvenuto in modo continuo, ma piuttosto ad intermittenza, cioè secondo un succedersi di momenti di crescita e di stasi deposizionale, se non addirittura di arretramento, legati sia a cicli climatici che a fattori antropici per la trasformazione dell'uso del territorio.

Bibliografia essenziale: Bondesan A., Meneghel M. (a cura di), 2004; Brambati A., 1987; Fontana A., 2006; Fontolan G., 2006; Marinelli O., 1926; Marocco R.,1991a.

Delta del Fiume Stella

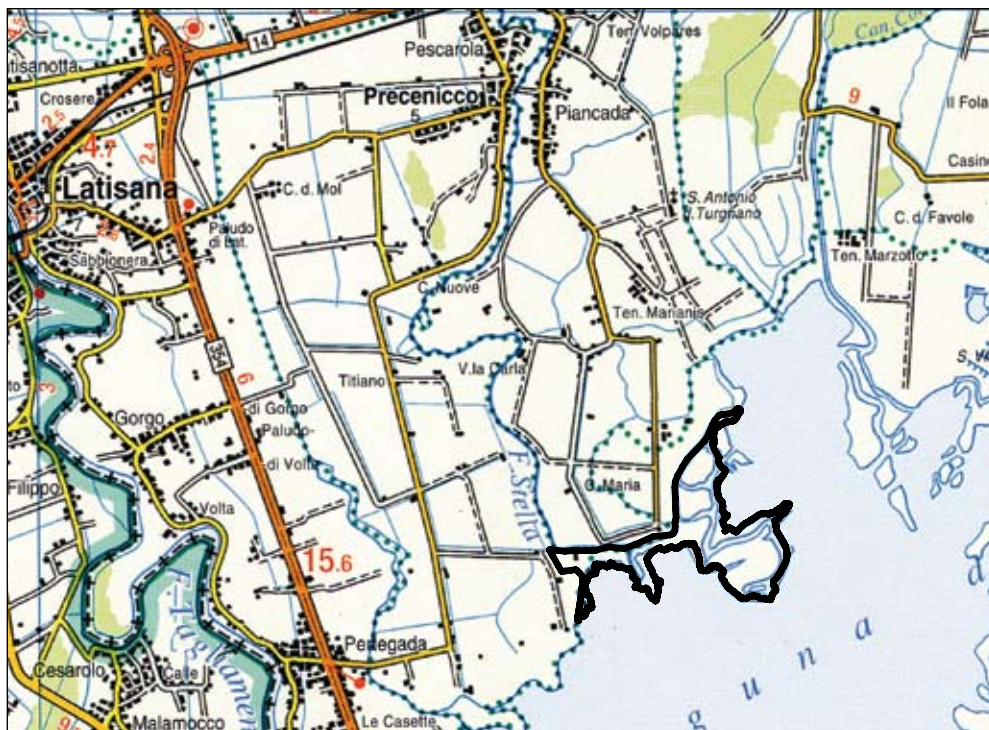
• **Foce dello Stella,** Marano Lagunare, Palazzolo dello Stella e Precenicco, Udine.
Unico esempio di delta all'interno dell'ambiente lagunare, attualmente non alimentato
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** sedimentologia, geomorfologia, idrogeologia.
• **Accessibilità:** è possibile visitare l'area del delta attraverso visite guidate mediante motobarca. Le barene sono interessate dalla presenza di diversi ricoveri di pescatori (casoni), alcuni dei quali sono stati recentemente riadattati alla fruizione agrituristica..

DESCRIZIONE
A cura di Furio Finocchiaro

Questo geosito si trova all'interno del vasto complesso della Laguna di Marano e Grado, che si estende su un'area di circa 16000 ettari, per una lunghezza di 32 km circa e per una larghezza media di circa 5 km. Attualmente l'ambiente lagunare è delimitato verso Nord da un argine perilagunare dietro al quale si sviluppa la piana alluvionale della bassa friulana, completamente bonificata. Insieme alla Laguna di Venezia e a quella di Caorle rappresenta i resti di un grande sistema deltizio-lagunare che si sviluppava lungo la costa adriatica, con continuità, da Ravenna alla foce dell'Isonzo, sicuramente fino all'epoca romana.

Il delta lagunare dello Stella, formato da un esteso sistema di barene con ghebbi e canali meandriformi, rappresenta un elemento morfologico e idrologico unico all'interno della Laguna di Grado e Marano. Il Fiume Stella è il principale corso di risorgiva e anche quello che conserva gran parte delle morfologie fluviali originarie. Da solo contribuisce a circa metà degli apporti di acqua dolce in laguna provenienti dalla Pianura Friulana. Le acque dolci si mescolano con le acque salate (35/°°) che provengono dal mare aperto attraverso le bocche lagunari determinando all'interno della laguna una salinità minore, con gradienti che vanno da acque leggermente salmastre ad acque dolci, in corrispondenza dei foci dei fiumi di risorgiva lungo il bordo interno delle laguna.

Il delta è posto in una zona dell'ambiente lagunare, dove le pressione antropica è limitata; anche il tratto a monte è caratterizzato da una morfologia fluviale, a meandri, per lunghi tratti, ben conservata.

Lo sbocco attuale in laguna del fiume è dato da un canale, chiamato Verto Grande, apertosi in seguito ad una rotta storica avvenuta a metà '800 e successivamente ampliato per esigenze di navigazione. Questa modifica ha reso da un lato più agevole il collegamento tra gli approdi nau-

Il Delta del Fiume Stella nella Laguna di Marano, visto da Nord. Si noti il particolare doppio meandro che caratterizza il tratto finale del delta non più alimentato.

Barene e canali allo sbocco del Fiume Stella nella Laguna di Marano. I canali del delta e il tratto terminale del fiume possono essere risaliti fino all'abitato di Precenicco.

Vista aerea, da Sud, della Bocca di Lignano e del Delta del Fiume Stella.

tici lungo l'asta terminale dello Stella e Lignano e Aprilia Marittima, dall'altro ha alterato il quadro idraulico-sedimentologico locale, tendendo a creare di fatto una forma morfologica relitta.

Bibliografia essenziale: Agriconsulting, 2008; Brambati A., 1969; Brambati A., Fonda Umani S., Olivotti R., Orel G., Perco F. & Specchi M., 1997; Fontana A., 2006; Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, 2005.

Bocca lagunare di Sant'Andrea

• **Laguna di Marano,** Marano Lagunare, Udine.
La bocca di Sant'Andrea è l'unica bocca delle lagune di Grado e Marano che conserva ancora un elevato grado di naturalità.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geologia marina.
• **Accessibilità:** è raggiungibile esclusivamente in motobarca. Il tragitto più breve è da Lignano Sabbiadoro.

DESCRIZIONE
A cura di Giorgio Fontolan

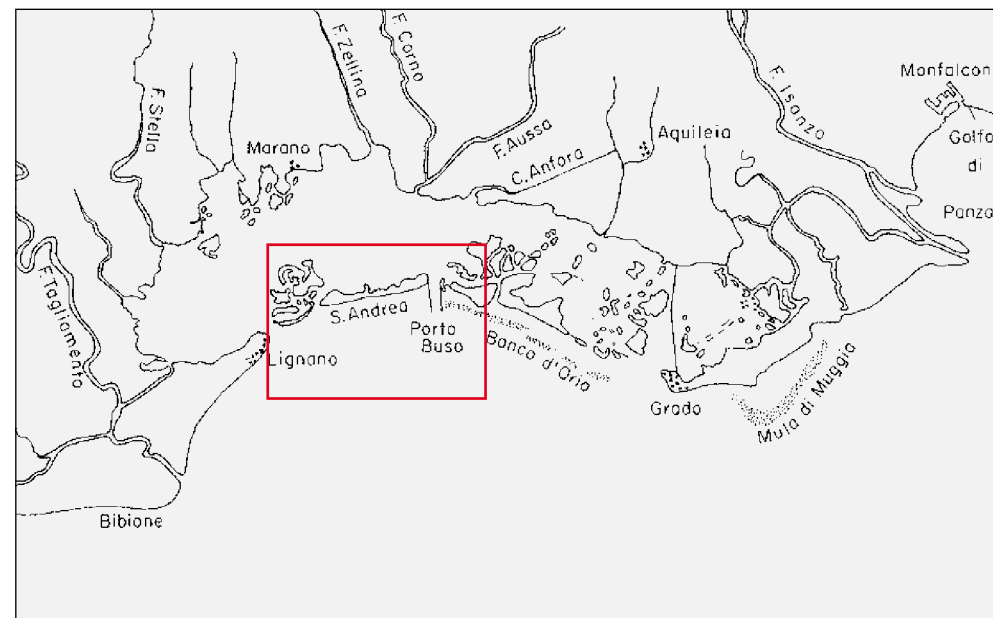
La bocca, compresa tra l'estremità occidentale dell'Isola di Sant'Andrea e quella orientale dell'Isola di Martignano, costituisce la foce del sottobacino di Sant'Andrea; tale sottobacino, soprattutto dopo le notevoli escavazioni avvenute per l'approfondimento del Canale Aussa-Corno, vede la progressiva riduzione della superficie a favore del sottobacino di Buso, con una modifica significativa dell'assetto idraulico lagunare.

La morfologia dell'area di bocca è piuttosto complessa e presenta diverse ed interessanti forme legate ai processi sedimentologici connessi alle correnti di marea. Qui si possono osservare, ad esempio, sia il delta che si forma sul lato lagunare che quello sul lato marino, generati dall'espansione delle masse d'acqua al di fuori del canale rispettivamente durante il flusso ed il riflusso mareale. Il delta di flusso è ubicato sui bassifondi della laguna che bordano l'ansa interna del canale, facilmente riconoscibile da tipici lobi sabbiosi a forma di goccia, separati da modesti canali e da alcuni spit laterali in accrescimento. Le velocità di corrente in questi canali sono tali da formare dei campi di dune subacquee, forme di fondo che qui attestano picchi di velocità compresi tra 60 e 80 cm/s.

Attualmente il canale ha un'ampiezza minima di circa 200 m ed una profondità massima di quasi 8 metri. Al suo interno sono state rilevate velocità di corrente fino a 140 cm/s. I sedimenti prevalenti sono sabbie fini con dimensioni massime in corrispondenza della direttrice del flusso. La forte deriva sedimentaria che lungo l'Isola di Sant'Andrea movimenta i sedimenti in direzione della bocca lagunare, causa l'interrimento parziale del canale lungo il suo lato orientale. Questo produce un riaggiustamento della sezione idraulica di equilibrio del canale, che per mantenere la sua area è costretto a migrare verso l'isola della Marinetta.

La migrazione è tuttavia ostacolata dalla presenza del bordo insulare della Marinetta, costitui-

La Bocca di Sant'Andrea ripresa da un'immagine satellitare. Si nota l'assenza di moli, dighe e altre opere, quindi, l'elevatà naturalità dell'area.

I cordoni litorali che delimitano la Laguna di Marano: in primo piano l'Isola delle Conchiglie, e in secondo, l'Isola di Sant'Andrea, il cui margine orientale è Porto Buso.

Il sistema delle lagune di Marano e di Grado.

to da limi lagunari compattati e la conservazione dell'area della bocca è attualmente garantita dal progressivo approfondimento del canale.

Come conseguenza di questo fenomeno, lungo il lato occidentale del canale il fondale è sovraescavato e privo di sabbia per le elevate velocità di corrente. L'erosione ha qui messo a nudo gli antichi depositi lagunari, sui quali sono in grado di depositarsi solamente gli ammassi di tritume conchigliare trasportati da e verso la laguna, a formare una sorta di corazza (*shell armouring*) di fondo. Il bordo del canale è a sua volta costituito da una falesia verticale di fango compatto, interessato localmente da fratture erosive, che producono collassi di blocchi di fango, i quali, presi in carico dalla corrente, si levigano fino a formare vere e proprie sfere di fango (*mud balls*).

Bibliografia essenziale: Agriconsulting S.P.A., 2008; Brambati A., 1969; Brambati A., Fonda Umani S., Olivotti R., Orel G., Perco F. & Specchi M., 1988; Fontolan G., Sartori Di Borgoricco M., 2000.

Dune di Belvedere e San Marco

• **Belvedere, San Marco,** Aquileia, Udine.
Le dune di Belvedere e San Marco costituiscono un complesso morfologico articolato in una serie di rilievi sabbiosi, alti generalmente tra i 2 e i 12 metri, inseriti in un ampio terrazzo morfologico inciso ai lati da antichi percorsi fluviali. Questi alti morfologici e, più in generale, tutti i rilievi che costellano la bassa pianura di Aquileia, sono stati e rimangono tutt'oggi, uno dei più discussi e controversi problemi geologici dell'area costiera del Friuli Venezia Giulia.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, sedimentologia.
• **Accessibilità:** è facilmente accessibile anche a piedi in quanto prossima alla strada statale 352 Cervignano-Grado.

DESCRIZIONE
A cura di Ruggero Marocco e Billy Figus

Le dune di Belvedere e San Marco costituiscono un complesso morfologico articolato in una serie di rilievi costituiti da sabbie più o meno cementate (a volte con diffusi orizzonti petrocalcici ben formati) allineati grosso modo in direzione NE-SW o NNE-SSW, caratterizzati da diramazioni secondarie che proseguono per lunghi tratti all'interno della laguna di Grado, andando a formare le principali isole lagunari (Isola di Gorgo, Villanova, Volpera, Volperassa, Montaron, Isola dei Busiari, San Pietro d'Orio).

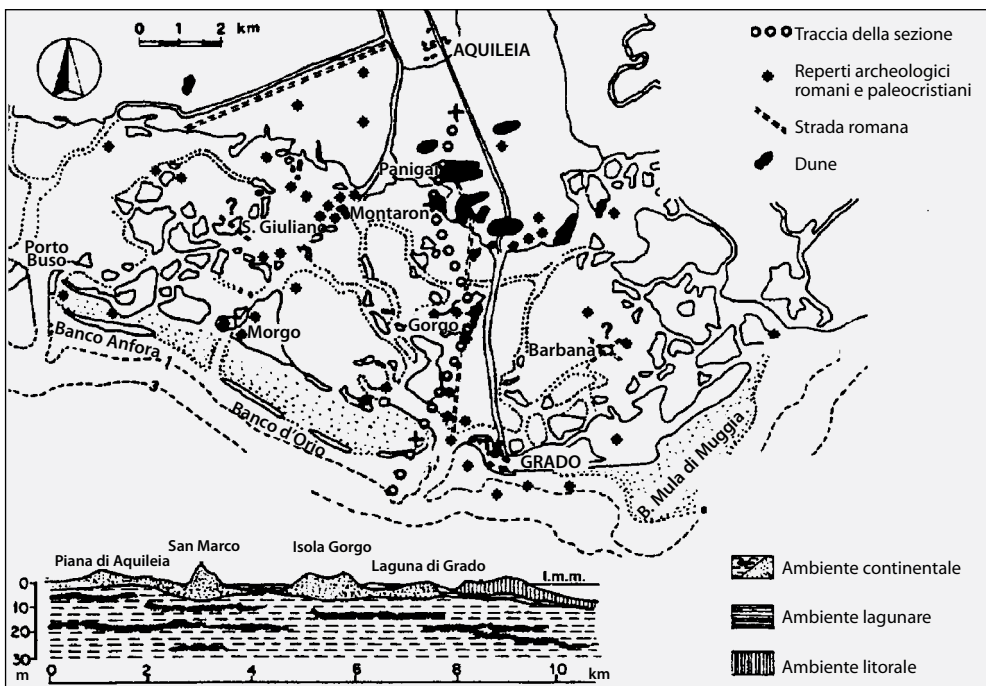
Le dune raggiungono altezze comprese generalmente tra 2 e 12 m e si inseriscono in un ampio terrazzo morfologico inciso ai lati da antichi percorsi fluviali. I dossi principali sono caratterizzati, salvo rare eccezioni, da un'accentuata asimmetria, con pendenza maggiore verso Nord. Al momento non si conosce il periodo esatto della loro formazione che comunque sembra essere precedente all'Olocene: nel dettaglio, testimonianze archeologiche darebbero per certa una loro formazione ben prima dell'Età del Bronzo recente (1300-1500 a.C.) e datazioni con il metodo della termoluminescenza ne attesterebbero la loro esistenza prima dell'ultimo periodo glaciale del Würm.

Questi alti morfologici e, più in generale, tutti i rilievi che costellano la bassa pianura di Aquileia, sono stati e rimangono tutt'oggi, uno dei più discussi e controversi problemi geologici dell'area costiera del Friuli Venezia Giulia. Nel passato queste alture, data la loro posizione alle spalle della laguna, la loro rilevante altezza nonché manifesta alterazione pedologica (petrosuoli petrocalcici), sono state interpretate, in modo abbastanza univoco, come cordoni litorali connessi ad una paleolinea di riva ubicata a tergo dell'attuale margine lagunare, avente direzione grosso modo E-W.

Recenti ricerche eseguite nell'immediato sottosuolo della terraferma e della laguna a cavallo tra le foci dei fiumi Tagliamento e Isonzo hanno messo in discussione l'esistenza di una paleolinea di

Pineta e cimitero di San Marco che insitono sull'omonimo rilievo dunale. Secondo una leggenda è la località dove San Marco sarebbe sbarcato ad Aquileia.

Rilievo di Cà Padovan dove si raggiunge la massima altezza dei rilievi di Belvedere-San Marco.

Paleosuolo con livelli petrocalcici alla base delle dune.

Ricostruzione paleogeografica della piana di Aquileia e della Laguna di Grado. Per una migliore lettura vengono riportati anche i dati geoarcheologici.

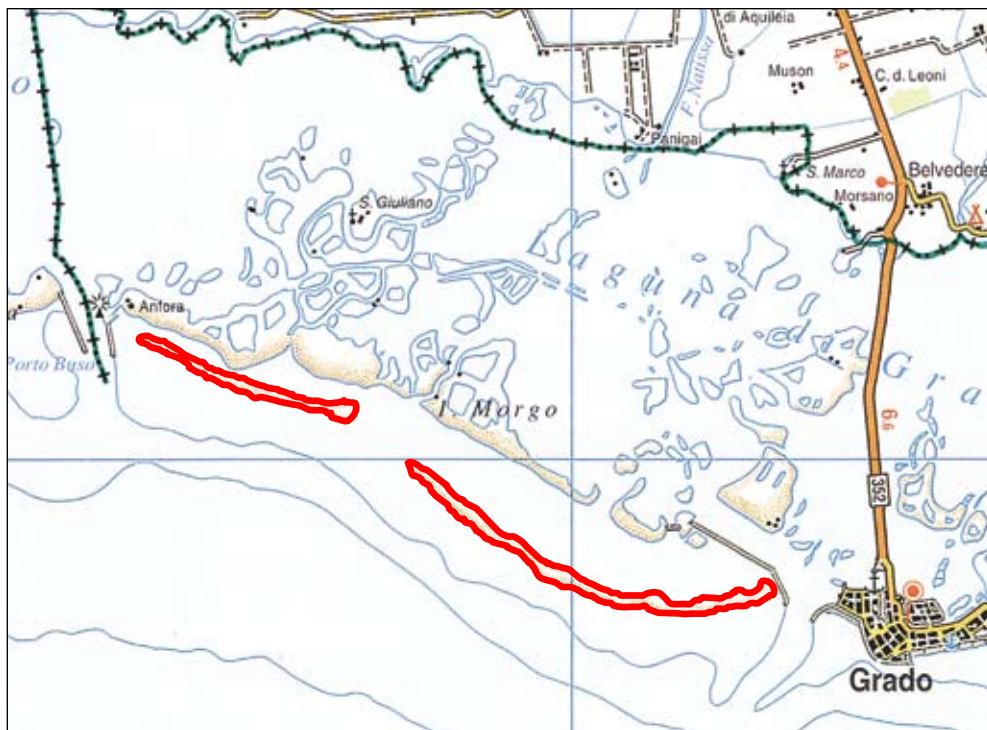
riva più arretrata rispetto all'attuale. La caduta di questa ipotesi pone ovviamente una serie di problemi riguardanti soprattutto la genesi di questi depositi, ma anche la loro età e il ruolo che hanno avuto nella costruzione della piana aquileiese e, di conseguenza, nel determinare l'attuale configurazione della Laguna di Grado.

Da indagini sedimentologiche emerge una loro genesi fluviale; in questo caso il corso d'acqua artefice della loro costruzione dovrebbe aver percorso l'agro aquileiese inizialmente con direzione NE-SW, poi gradualmente NNE-SSW e infine N-S, migrando nel contempo sempre più verso Est, come attestato dalle divagazioni del Paleolsonzo.

Un ipotesi che emerge da questi studi e confermata solamente da alcuni indizi di sismica del sottosuolo per la ricerca delle acque calde della Regione è quella di una loro natura tettonica a causa di un sollevamento recente dell'area, accompagnato da abbassamenti relativi ad Est e ad Ovest. Situazione questa già riscontrata più a Nord dell'area in esame sui rilievi di Variano, ecc. Infine, non è da escludere per alcuni o parte dei rilievi, una loro profonda modificazione antropica legata all'intensa attività fondiaria del territorio perdurata in modo discontinuo da almeno 2.000 anni.

Bibliografia essenziale: Brambati A., 1970; 1983; Della Vedova B., Longinelli A., Marson I. & Palmieri, 1987; Dorigo L., 1965; Feruglio E., 1936; Lenardon G. & Marocco R., 1994; Marocco R., Stolfa D., Zucchi Stolfa M.L. & Lenardon G., 1988; Marocco R.,1989a; 1991b; Segre A.G., 1969.

Cordoni litorali dei banchi d'Anfora, d'Orio e Tratauri

• **Golfo di Trieste,** Grado, Gorizia.
Gli attuali cordoni litorali della Laguna di Grado rappresentano le spiagge più naturali e non vincolate da opere marittime dell'intero arco adriatico, quasi interamente interessato (circa il 70%) da opere di difesa radenti e trasversali. Questi banchi di sabbia del neocordone litorale sono contraddistinti da una grande mobilità determinata dalla dinamica del moto ondoso, del vento e dall'azione di marea che interessa gli spazi acquei retrostanti (neolagune).
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, sedimentologia, geologia marina.
• **Accessibilità:** è raggiungibile in barca a breve distanza da Grado.

DESCRIZIONE
A cura di Ruggero Marocco e Billy Figus

Il cordone litorale di neoformazione della Laguna di Grado si sviluppa tra l'omonima cittadina e Porto Buso per circa 10 km e consiste in una serie di banchi sabbiosi e varchi poco profondi che mettono in comunicazione le acque delle piane di marea del modesto bacino paralagunare (circa 6 chilometri quadrati) con il mare.

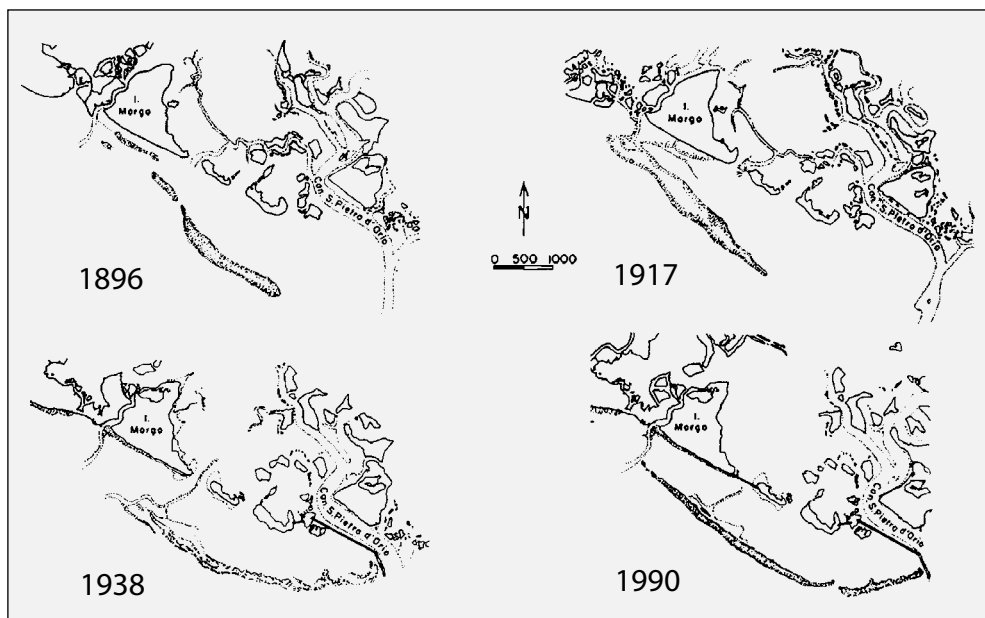
Questi banchi presentano una morfologia caratteristica: sono molto stretti (circa 100-150 m), privi di dune (eccetto che nella parte più orientale) nella loro parte sommitale e degradano verso la laguna con una modesta battigia e retro battigia stabilizzata dalla vegetazione lagunare (*Spartina*, *Salicornia*).

La parte verso mare viene contraddistinta da un terrazzo di bassa marea, una zona di foreshore e una di backshore caratterizzata dalla presenza di diverse berme (estive ed invernali). Più al largo il fondale è in parte coperto da praterie di fanerogame marine (*Cymodocea* e raramente *Posidonia oceanica*).

Nella parte centrale dei banchi si possono sviluppare dei corpi sabbiosi eolici, fissati a volte dalla vegetazione stagionale; in inverno la barriera viene fortemente erosa in occasione delle mareggiate e dai venti di Bora, Scirocco e Libeccio.

Attraverso l'analisi delle carte topografiche e delle foto aeree di quest'area sono state evidenziate tre fasi evolutive della barriera costiera: una dal 1882 al 1938, la seconda dal 1938 al 1964 e la terza dal 1964 al 1990.

Prima fase (1882-1938).
È la fase evolutiva iniziale dei primitivi banchi di sabbia, avvenuta nel periodo che precede la costruzione degli argini e dei moli guardiani. All'inizio di questo intervallo di tempo un gruppo di banchi di sabbia (senza nome) si estendevano da Morgo verso Grado (estensione: 4300 m; ampiezza minimo: 80 m, parte occidentale; ampiezza massima: 300 m, parte centro-orientale).

Particolare della parte emersa di un cordone litorale sabbioso (Banco d'Orio). In primo piano, ammassi di fanerogame marine spiaggiate.

L'evoluzione della barriera costiera dal 1896 al 1990.

Particolare dell'erosione di una duna litorale, ad opera di mareggiate.

Tra il 1896 e il 1917 la morfologia dei banchi cambiò radicalmente. Dalla fusione degli originali banchi di sabbia si formò il banco Banco d'Orio che migrò verso Ovest lungo la costa, separando la bocca del canale di Morgo dal mare (estensione: 3700 m; ampiezza minima: 100 m, parte occidentale; ampiezza massima: 420 m, parte centro-orientale; ampiezza media: 270 m).

Tra il 1928 e il 1934 nella parte Sud-orientale venne ultimato un molo guardiano lungo 1200 m; un altro venne realizzato nella parte Sud-occidentale di Grado.

Se da un lato i moli guardiani permisero la navigazione tra il mare aperto e la Laguna di Grado, nonché la protezione dall'erosione della parte occidentale dell'omonima cittadina, dall'altro causarono un drastico cambiamento nell'evoluzione della barriera.

Seconda fase (1938-1964)

Copre il periodo durante il quale vennero realizzati i principali interventi ingegneristici. Ad Ovest dei pilastri emerse un nuovo banco chiamato Banco dei Tratauri (estensione: 5100 m; ampiezza minima: 40 m, parte occidentale; ampiezza massima: 320 m, estrema parte orientale; ampiezza media: 146 m). Dopo alcuni anni il nuovo Banco, così come il Banco d'Orio, migrò verso Est, diminuendo in larghezza. Nel 1952 si sviluppò in estensione per 200 m verso Ovest, mantenendo la sua ampiezza.

Analogamente si comportò il Banco d'Orio, che raggiunse i 3900 m di lunghezza e i 120-130 m di larghezza. Nel complesso i due banchi formarono assieme un cordone di sabbia lungo 5900 m, interrotto solamente da un ingresso ampio circa 400 m.

Terza fase (1964-1990)

Inizia dopo la costruzione dei pilastri e avviene durante la fase di relativa stabilizzazione dell'attuale sistema costiero. Tra il 1971 e il 1973 il Banco d'Orio si divise in due distinte isole: il Banco d'Orio "A" e il Banco d'Orio "B". Il banco, inoltre, migrò verso terra di circa 100 m nel lato Est e per 250 m nel alto Ovest.

Il Banco dei Tratauri mantenne sostanzialmente la posizione originale, in particolare fu interessato da un leggero ritiro della linea a mare e da un ampliamento della zona occidentale: ciò causò la riduzione del passaggio tra il Banco d'Orio e il Banco dei Tratauri stesso.

Nella parte occidentale dell'area, presso il pilastro di Porto Buso, emerse e si consolidò una barra sabbiosa, formando il Banco d'Anfora. Nel 1974, solo dopo pochi anni dalla costruzione del moli guardiani di Porto Buso, il banco raggiungeva circa 3000 m di lunghezza, 150 m di larghezza e una modesta altezza.

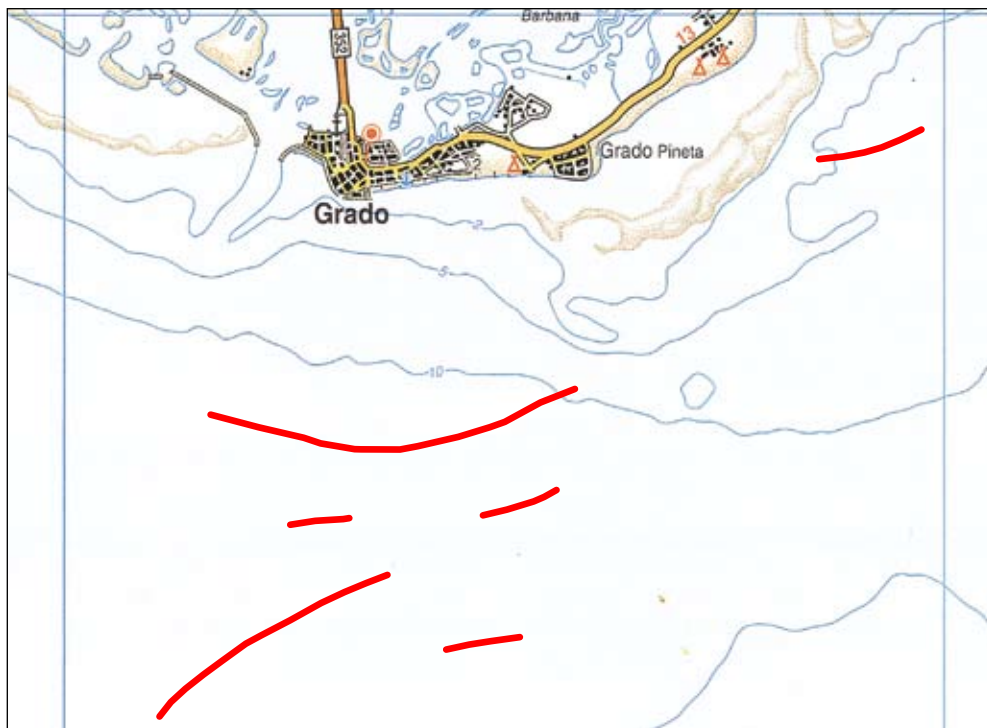
Con la formazione del Banco d'Anfora la nuova barriera della Laguna di Grado assunse la forma attuale. In particolare si distinguono due banchi principali vincolati o incernierati dai moli guardiani di oriente ed occidente (sebbene separati da due stretti canali) e un corpo centrale rappresentato da uno o più banchi che si uniscono o separano in funzione delle condizioni meteo marine del paraggio. La barriera ha una forma sinuosa; in particolare, vicino alla parte orientale dei moli guardiani, il banco dei Tratauri e la parte più orientale del Banco d'Orio assumono una forma arcuata. Lo stesso avviene per la parte occidentale del Banco d'Anfora.

Gli ultimi rilievi topografici e batimetrici dimostrano una relativa stabilità del Banco dei Tratauri e una tendenza del Banco d'Anfora ad aumentare la propria superficie, specialmente nella parte occidentale.

Gli altri banchi sono in uno stato di continuo cambiamento e rappresentano la parte critica del sistema. L'instabilità in questo tratto di barriera è legata al vento di Bora che tende a lisciarlo ed arcuarlo verso Ovest, e ai venti di Scirocco e Libeccio che tendono progressivamente a farlo regredire verso la laguna, soprattutto nella parte centrale. Questi movimenti, assieme agli apporti provenienti dal canale di Morgo (dietro il banco), sostengono la barriera costiera e la proteggono dalla degradazione.

Bibliografia essenziale: Brambati A., 1974; 1987; Brambati A., De Muro S., Marocco R. & Selivanov A., 1998; Gatto F. & Marocco R., 1992; 1993; Gordini E., Caressa S. & Marocco R. 2004.

Grebani del Golfo di Trieste

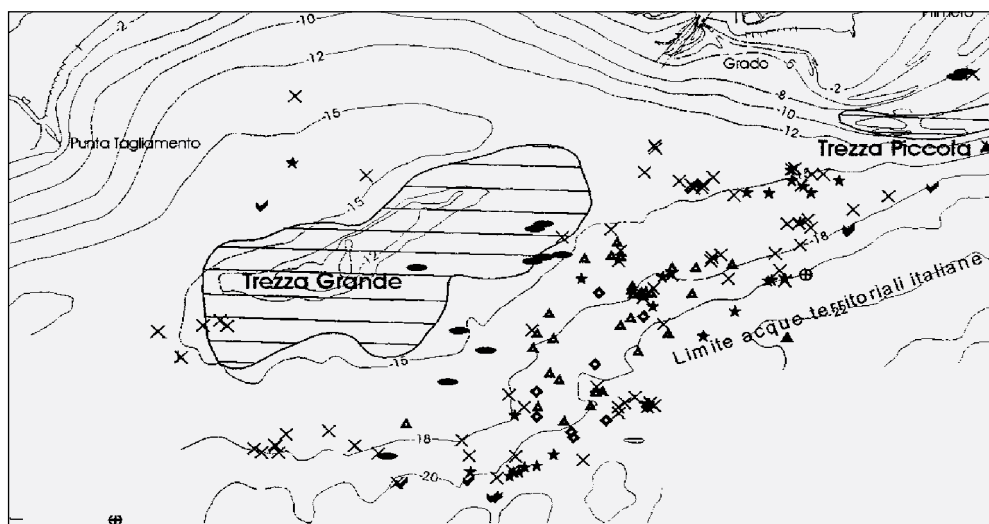
• **Trezza Grande,** Grado, Gorizia.
I grebani sono una serie di affioramenti rocciosi ubicati al largo della costa regionale nel Golfo di Trieste a profondità compresa tra i -6 ed i -24 m, costituiti da sabbie più o meno cementate spesso coperte da concrezioni organogene generate da *Lithophillum*, *Peyssonelia* e *Lithothanium*. Interessante in molti casi è la fuoriuscita di gas metano lungo la loro verticale (bromboli) che determina l'accumulo di solfobatteri sui fondali circostanti e la presenza nel sottofondo di sacche di gas chiuse da livelli di torbe deposte nell'ultimo glaciale. Sono abbastanza rari e arricchiscono l'ambiente marino dell'Alto Adriatico, sia sotto il profilo biologico che geologico.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geologia marina, sedimentologia.
• **Accessibilità:** trattandosi di un geosito collocato sul fondale marino, è necessario l'uso di natanti abilitati alle immersioni subacquee e delle normali attrezzature sub.

DESCRIZIONE
A cura di Ruggero Marocco, Emiliano Gordini e Billy Figus

Nella parte più occidentale del Golfo di Trieste, a circa 8 km a Sud del canale di Porto Buso e a circa 9 km a SW di Grado, si trovano numerosi affioramenti rocciosi di vario genere, distribuiti in una larga fascia con orientazione NE-SW. Questi affioramenti sono anche chiamati "grebani", termine di derivazione croata che significa scogli, rocce. Recenti campagne di ricerca hanno permesso di catalogarne circa 250 e di analizzare quelli più rappresentativi sotto diversi punti di vista. Analoghe ricerche svolte nel Golfo di Venezia e nel versante sloveno dell'Alto Adriatico, fanno ritenere che la distribuzione e quindi il numero di affioramenti rocciosi sia molto più ampia di quella attualmente documentata.

Anche se per i depositi sciolti del fondale di questo mare si è ormai raggiunto un buon grado di conoscenza, rimangono ancora molti lati oscuri su questi affioramenti rocciosi superficiali, soprattutto in relazione alla loro origine ed età di formazione. L'area marina dove si trovano queste formazioni cementate è soggetta all'influsso di ingenti apporti solidi da parte dell'Isonzo ad Est e del Tagliamento ad Ovest. Gli apporti di sabbia, tracciabili mineralogicamente per la presenza di Picotite (Isonzo) e Granato (Tagliamento), si depositano dalla linea di riva a formare un cuneo sedimentario che si estende fino alla batimetria di 12-13 m. Nell'insieme queste sabbie rappresentano generalmente la componente più grossolana degli apporti fluviali attuali e sub-attuali e parte dei depositi di spiaggia derivati dall'erosione dei litorali e sono rappresentative dei depositi "di stazionamento alto del livello marino". Più a largo si incontrano le sabbie di piattaforma, derivanti da depositi riesumati dalla trasgressione Postglaciale. In questi tratti di fondale sembra assente o quasi la deposizione attuale e la dinamica sedimentaria viene caratterizzata da fenomeni locali di erosione e risedimentazione.

Queste sabbie si collocano in un'area che da Grado si estende verso NE e Sud, portandosi al

Particolare degli affioramenti rocciosi (grebani) presenti nel fondale del Golfo di Trieste. L'associazione biologica che ne ricopre la superficie è assai diversificata.

Alcuni affioramenti rocciosi nel Golfo di Trieste.

Ubicazione della Trezza Grande, della Trezza Piccola e degli affioramenti rocciosi individuati nel Golfo di Trieste, allineati lungo una direttrice NE-SW.

centro della Piattaforma Adriatica fino alle coste dalmate. Le profondità massime raggiunte si aggirano attorno ai 23-24 m. Segue quindi un fondale con caratteri morfologici molto articolati che si realizzano in aree a lieve pendenza. Qui si riscontrano due alti morfologici (v. geosito Banchi sommersi della Mula di Muggia, Trezza Grande e Trezza Piccola), divisi da un lieve avvallamento e, inoltre, da incisioni canaliformi, da una serie di modeste elevazioni associate a praterie di Posidonia ed, infine, da affioramenti rocciosi.

Tali affioramenti si trovano distribuiti, a varie profondità e distanze dalla costa, sul fondale marino che si estende da Grado ad Ancona. In vari lavori si segnala la presenza, nel Golfo di Trieste, di affioramenti rocciosi alle profondità di 6 e 13 m, rispettivamente a 0,5 e 6 miglia dalla costa. L'analisi morfologica e geometrica di questi corpi ha permesso di distinguere otto tipi di affioramenti che comprendono forme essenzialmente tabulari (89%), pinnacolari (10%) e "a panettone" (1%).

I dati fino ad ora raccolti e segnatamente il gran numero d'affioramenti individuati e supposti in Alto Adriatico, la loro diversità di forma, la presenza, talvolta, di radici di Posidonia o, per certe tipologie, di fuoriuscita di gas dal sottofondo fa ritenere che questi corpi rocciosi abbiano genesi diverse imputabili a:

- cementazione di depositi sabbiosi marino-litorali, avvenuta all'interno dell'antico prisma sedimentario costiero e sulle antiche linee di riva;
- venuta a giorno, per erosione della coltre sedimentaria soprastante, di depositi cementati inclusi nel materasso sabbioso alluvionale della paleopianura Tardoglaciale;
- cementazione in loco di depositi legati alla fuoriuscita di gas metano, originato da processi di decomposizione delle torbe depostesi durante l'ultima glaciazione würmiana.
- processi di cementazione delle sabbie marine legati al radicamento sul substrato della *Posidonia oceanica*.

Bibliografia essenziale: Caressa S., Gordini E., Marocco R. & Tunis G., 2001; Gordini E., Marocco R. & Tunis G., Ramella R., 2004, Stefanon A., 1967; Stefanon A. & Mozzi C., 1972; 1973.

Banchi sommersi della Mula di Muggia, Trezza Grande e Trezza Piccola

• **Primero,** Grado, Gorizia.
Queste località sottomarine rappresentano i principali alti morfologici del Golfo di Trieste. Rivestono elevato interesse scientifico in quanto sono forme poligeniche a volte costituite da sabbie più o meno cementate, annegate dalla trasgressione marina olocenica, ma anche di tipo economico per la pesca.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geologia marina, sedimentologia.
• **Accessibilità:** si trovano in mare aperto, sono accessibili in barca e la loro osservazione è possibile con semplici immersioni.

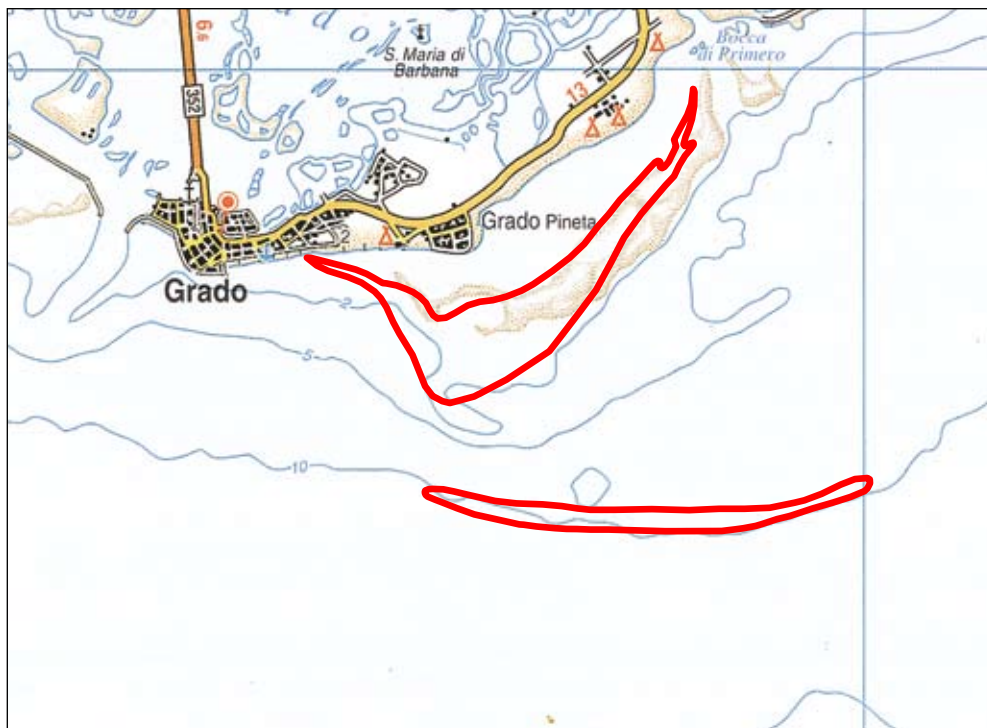
DESCRIZIONE
A cura di Ruggero Marocco e Billy Figus

La parte più occidentale del Golfo di Trieste è caratterizzato dalla presenza di una serie di alti morfologici. In particolare sono stati individuate tre "secche": la Trezza Grande, la Trezza Piccola e il Banco di Mula di Muggia.

La Trezza Grande - superficie di circa 154 km^2 - è un rilievo sottomarino a geometria trapezoidale, situato nella parte centro-occidentale del golfo, in posizione mediana rispetto Lignano e Grado e ad una profondità compresa tra i -12 e -17 m. Il versante NW del rilievo è molto irregolare e scosceso mentre quello opposto di SE, presenta un'acclività modesta (1,0 m/km circa) che si realizza su una superficie irregolare, fino a raggiungere i fondali più profondi delle acque slovene-croate. Il versante SW è invece caratterizzato da un esteso campo di dune subacque, mentre la parte NW del rilievo si raccorda dolcemente al fondale, attraverso una superficie quasi pianeggiante.

La parte apicale della Trezza Grande definisce una geometria irregolare, allungata secondo la direzione NE-SW che si allinea con la costa da Grado Pineta al delta dell'Isonzo.

Questo corpo sedimentario era molto probabilmente un alto morfologico di origine deltizia che è stato abbandonato e annegato in seguito al rapido innalzamento del livello del mare avvenuto nel Tardoglaciale (indicativamente tra i 16.000 e gli 11.300 anni fa).

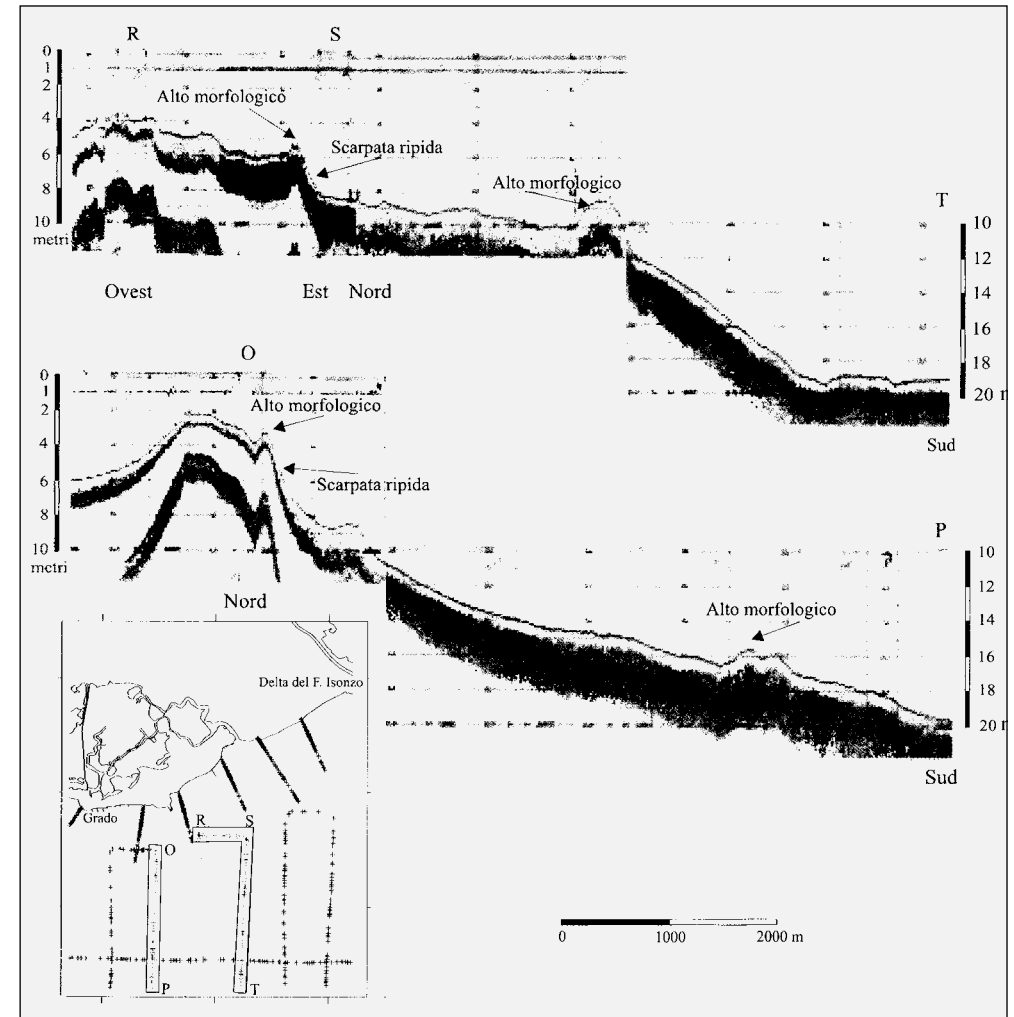
Il Banco della Mula di Muggia (superficie di circa 15,7 km^2), ubicato a meridione di Grado e già attestato nella cartografia storica del 1700, presenta una parte semisommersa quasi pianeggiante, dove si sviluppa un complesso sistema di barre e truogoli, continuamente rimodellato dal moto ondoso di Scirocco e Bora. Verso terra il banco delimita un'area "protolagunare" con fondali ricoperti da *Cymodacea* e sedimenti a tessitura pelitico-sabbiosa. Verso mare il corpo del banco si raccorda ad oriente con i depositi deltizio costieri dell'Isonzo, interrotti dalla bocca lagunare di Primiero. Il suo fronte occidentale,

Posto a Sud-Est di Grado, il Banco della Mula di Muggia si estende per oltre 15 km^2. La parte semisommersa, quasi pianeggiante, è continuamente rimodellata dal moto ondoso.

Raccoglitori di molluschi durante la bassa marea.

piuttosto peculiare, da un lato si flette bruscamente a Nord con frecce litorali sommerse e barre che si raccordano con la spiaggia di Grado e, da un altro, si protende verso Ovest con una serie di barre sottomarine che vanno ad oltrepassare il litorale gradese.

L'alto della Mula presenta, tra i 4-6 m, una serie di rilievi minori caratterizzati da sabbie medie, ben classate, ricche d'Anfiosso (*Branchiostoma lanceolatum*) e, dopo una ripida scarpata, un altro rilievo sabbioso, posto a circa 10 m di profondità (alto circa 2 m) che borda a meridione l'intero Banco e che diminuisce di volume e d'altezza procedendo verso Ovest. Altri rilievi sabbiosi sono posti alla profondità di 16 m circa, sulla scarpata che dal Banco scende fino al centro del golfo.

L'origine del Banco è ancora incerta. Molti autori ritengono che esso sia il relitto di uno dei tanti delta che l'Isonzo ha formato nel suo continuo divagare verso Est. Questa interpretazione lascia alquanto perplessi in quanto la forma composita del Banco non presenta le caratteristiche di un delta relitto: a pochi chilometri di distanza dal Banco, il vecchio delta dell'Isonzo, a Golameto, ha lasciato come unica traccia una serie di dune eoliche, depositi ghiaiosi sulla riva e alcune costruzioni di difesa subacquee, senza alcuna evidente morfologia sommersa. D'altra parte è evidente la dipendenza del Banco di Mula di Muggia dal delta di Primero e dalle barre longitudinali che vengono continuamente alimentate dall'Isonzo. La cartografia e i rilievi recenti, inoltre, attestano che il Banco è in continua evoluzione: in 100 anni ha modificato la sua forma superficiale, avvicinandosi alla costa e contemporaneamente migrando sempre più verso Ovest. Pertanto si può considerare il prodotto di un processo trasgressivo, che ha interessato parte dei vecchi depositi deltizi isontini, come anche quelli più recenti, e che attualmente modifica la sua forma in funzione delle caratteristiche dei mari regnanti e dominanti in zona.

Il rilievo della Trezza Piccola - superficie di circa 3,8 km^2 - è ubicato a SE di Grado e a meridione dell'altro alto morfologico della Mula di Muggia, a ridosso del quale si sviluppa tra la profondità di -9 e -12 metri. Presenta una forma allungata in direzione E-W e consiste in un dosso di 1,0-1,5 metri di altezza che nella parte occidentale manifesta un andamento tondeggiante e che invece, verso oriente, si protende con una lingua sabbiosa fino alla profondità di -12 m. Si riconoscono puntuali affioramenti rocciosi e sono presenti diffuse aree ricche di praterie di *Posidonia oceanica*, zappate

Profili sismici eseguiti nella zona delle trezze.

dall'erosione marina. Nell'insieme questo rilievo interrompe la transizione tra le pendici meridionali della Mula di Muggia e il fondale marino, posto in prossimità della linea di confine delle acque territoriali italiane, dove si registrano le massime profondità del golfo (-24 m).

Bibliografia essenziale: Gatto F. & Marocco R., 1992; Gordini E., Caressa S. & Marocco R., 2004.

Foce dell'Isonzo e Isola della Cona

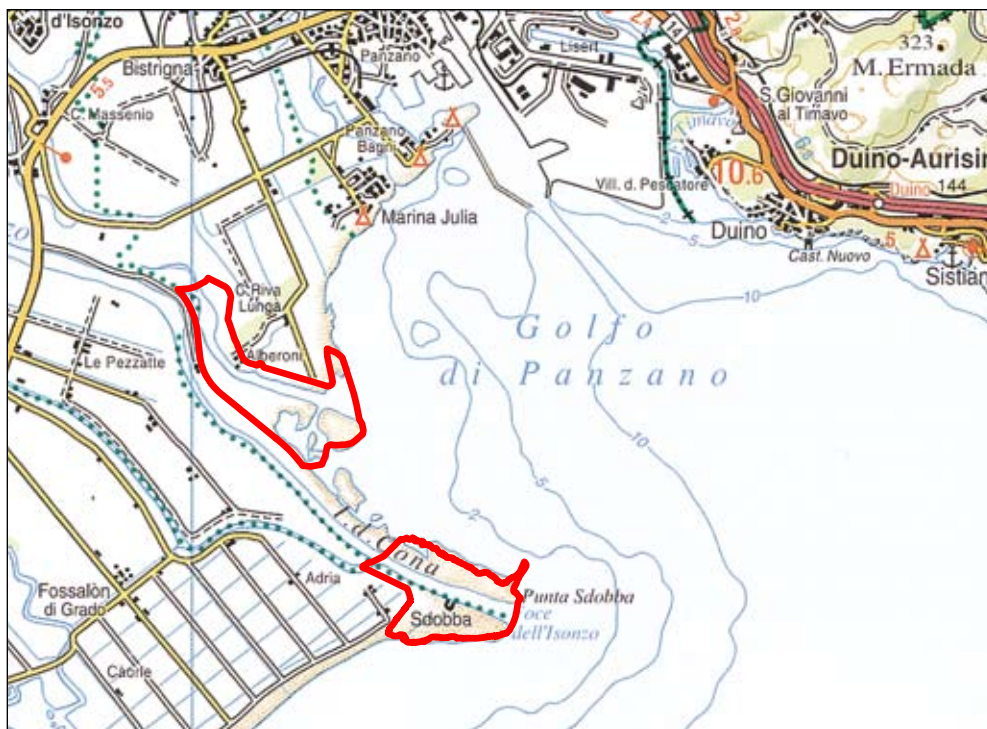
• **Foce dell'Isonzo,** San Canzian d'Isonzo, Staranzano, Grado, Gorizia.
Il delta dell'Isonzo insieme al delta dello Stella sono gli unici delta digitati del territorio della Regione e sono entrambi tra le maggiori zone di interesse naturalistico esistenti nel settore orientale del territorio nazionale.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, sedimentologia.
• **Accessibilità:** è facilmente raggiungibile in automobile o in bicicletta in quanto servito da comode carrarecce realizzate ai tempi della bonifica.

DESCRIZIONE
A cura di Ruggero Marocco

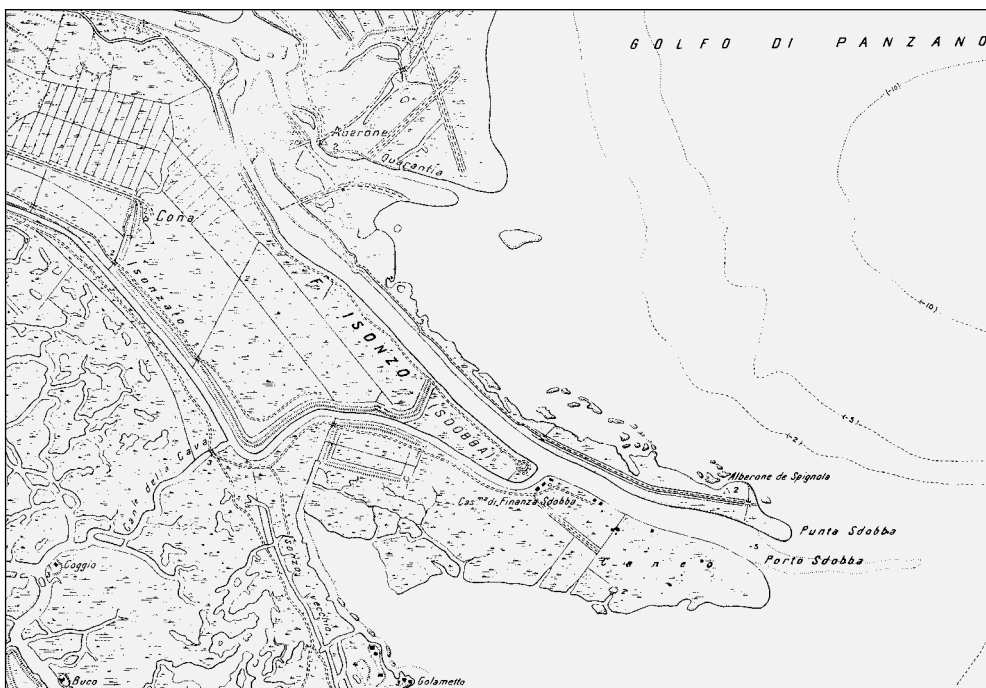
La foce dello Sdobba, dopo le recenti stabilizzazioni del delta dell'Isonzo determinate dall'occlusione del ramo della Quarantia (avvenuto nel 1937), rappresenta l'unico canale distributore dello storico fiume. Presenta una tozza forma digitata, con una ampiezza alla base di circa 1300 m e alla foce di circa 700 m, e si estende a mare per circa un chilometro e mezzo con direzione NNW-SSE.

La piana deltizia subaerea è costituita da paludi erbacee e fragmiteti e viene distinta nell'isola della Cona (a settentrione) e il Caneo (a meridione). Quella inferiore è formata da piane di marea a sedimentazione sabbiosa-pelitica che si estendono per circa 700 m dalla linea di riva (Banco Spigolo e Banco del Becco). Il fronte deltizio, esteso quasi come il delta emerso, è contraddistinto da una serie di barre che a volta confluiscono a formare banchi sabbiosi semisommersi, soprattutto in sinistra della foce. A monte dell'apparato deltizio il fiume scorre su un ampio dosso pensile (200-300 m di ampiezza) costruito nell'ultima delle tante diversioni che il fiume vagabondo ci ha lasciato nella bassa pianura isontina.

Dalle evidenze morfologiche e dalle testimonianze storiche raccolte da numerosi autori nel passato (tra cui Desio, 1922; Brambati, 1970 e lavori successivi, Marocco, 1989 fino alla cartografia GEO-CGT della Regione Friuli Venezia Giulia) emerge che il fiume metteva foce fino al 1730 circa in località Golameto (in destra Sdobba), poi nella località attuale (Sdobba fino al 1896) e quindi in località Quarantia (1896-1937). Qui il fiume fu sbarrato e ricondotto artificialmente sul ramo dello Sdobba in quanto il delta sottomarino costruito al largo della Quarantia andava ad ostruire l'accesso al porto industriale e militare di Monfalcone.

Attualmente il delta sommerso del fiume si accresce con tassi che sono stati valutati attorno ai 2,5-3,0 m/anno. Tutta l'area e gran parte del litorale adiacente è stato bonificato nel primo do-

Foce dell'Isonzo: visione del fragmiteto della piana fluviale isontina. L'area dell'Isola della Cona costituisce una riserva naturale regionale.

I banchi e le barre dell'antica foce della Quarantia.

L'attuale foce di Punta Sdobba.

L'analisi comparata della cartografia storica (questa è della fine '800), permette di disegnare l'evoluzione morfologica del delta del Fiume Isonzo.

poguerra mondiale (Bonifica della Vittoria-Laguna Cava) e stabilizzato con argini in terra, opere longitudinali aderenti, integrate a volte da pennelli. Più recentemente alla foce e al lato sinistro è stato costruito un lungo canale, difeso da una diga foranea per permettere la navigazione fluviale in questo ultimo tratto dell'importante via d'acqua della Litoranea Veneta.

La Riserva Naturale della Foce dell'Isonzo si estende lungo il corso inferiore del fiume fino a comprenderne la foce nel territorio del Comune di Staranzano e per superfici via via minori nei comuni di San Canzian d'Isonzo, Grado e Fiumicello per complessivi 2350 ettari.

L'Isola della Cona rimane il "cuore" dell'area protetta e comprende un'area di un centinaio di ettari di terreno più o meno "asciutto" e molte centinaia di mare poco profondo caratterizzato da scanni ghiaioso sabbiosi, velme pelitico-sabbiose e barene sopratidali.

Bibliografia essenziale: Marinelli O., 1922: Marocco R., 1989b; Perco F., Simonetti G. & Venturini C., 1998.

Paleocarsismo del Monte Sabotino

• **Monte Sabotino,** Gorizia.

La presenza del Cenomaniano inferiore, l'evidenza di fenomeni paleocarsici, l'esistenza di fossili evidenziati dalla dissoluzione differenziale e la presenza di una vecchia cava da cui si estraevano pietre ornamentali lo rendono molto interessante dal punto di vista scientifico.

• **Grado d'interesse:** regionale.

• **Interesse scientifico:** geomorfologia, geomineralogia, geologia stratigrafica, geologia strutturale, paleontologia, sedimentologia.

• **Accessibilità:** è di facile accesso in quanto i vari affioramenti sono posti sul versante meridionale del rilievo lungo la strada che conduce in vetta.

DESCRIZIONE

A cura di Giorgio Tunis

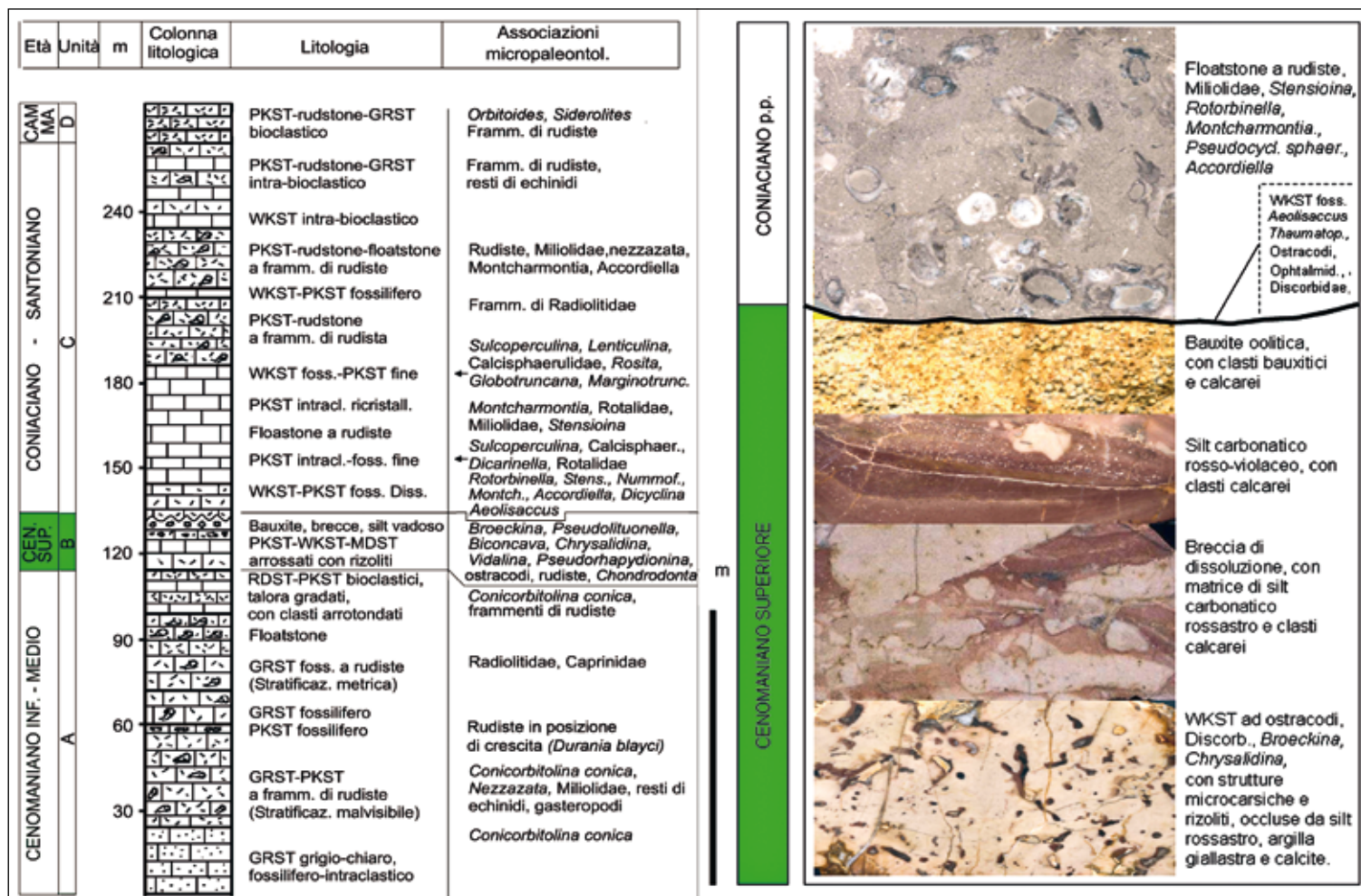
Il Monte Sabotino è situato a pochi chilometri dalla città di Gorizia, tra le ultime propaggini delle Prealpi Giulie meridionali, e costituisce, con i suoi 609 m di quota, il rilievo più alto della provincia.

Dal punto di vista strutturale, il Monte Sabotino è il fianco Sud-occidentale di un'anticlinale fortemente asimmetrica, limitata verso Sud da una faglia inversa ad alto angolo (linea del Monte Sabotino) che mette a contatto calcari cretacei con formazioni terziarie.

L'altro fianco dell'anticlinale costituisce il Monte Santo (Slovenia), separato dal Monte Sabotino dalla profonda valle del Fiume Isonzo. La sua struttura fa parte del settore delle Dinaridi esterne, situato nell'avampaese della catena neogenico-quaternaria Sud-vergente del Subalpino. Gli strati presentano inclinazioni che, da subverticali nella parte inferiore del versante, arrivano a 45° in prossimità della vetta.

Sulla parte sommitale del Monte Sabotino sono stati misurati circa 120 m di calcari del Cenomaniano inferiore, unica presenza nella provincia. Si tratta di facies prevalentemente granosostenute in cui si rinvengono interessanti esemplari di Rudiste in posizione di crescita (Caprinidi di grosse dimensioni; lunghe Radiolitidi, in particolare tra il settimo e ottavo tornante). Il Cenomaniano medio-superiore affiora in una stretta fascia sigmoidale che da una quota di 350 m passa a quella di 480 m. Questo breve intervallo è particolarmente interessante per le cariature riempite da fango carbonatico rossastro ed altro materiale dall'aspetto terrigeno, nonché per i sistemi di piccole cavità riempite con silt carbonatico rosso violaceo.

In prossimità del quarto tornante è presente una tasca bauxitico-argillosa che, assieme ai precedenti elementi, sono indici di un evento paleocarsico. Questo episodio determinò la genesi di una superficie di erosione con conseguente riduzione di spessore del Cenomaniano medio-superiore ed una probabile scomparsa del Turoniano. La tasca bauxitica fa ipotizzare un'emersio-

Il panorama del fianco settentrionale del Monte Sabotino visto dal Santuario di Monte Santo (Slovenia). In primo piano l'alveo del Fiume Isonzo.

A sinistra: schema litologico-stratigrafico della successione carbonatica cretacica affiorante sul fianco meridionale del Monte Sabotino . A destra: dettaglio della successione in corrispondenza di bauxite (da Venturini, Sartorio, Tentor & Tunis, 2008).

Il fianco meridionale del Monte Sabotino, visto da Oslavia. La strada si sviluppa sulla Scaglia rossa, praticamente in corrispondenza della Linea del Monte Sabotino.

ne della piattaforma per un periodo dell'ordine del milione di anni in ambiente caldo umido. L'emersione causò un carsismo ipogeo tardivo sui sedimenti litificati e la conseguente sbrecciatura della roccia.

In questo intervallo, ad una quota media di 350 m, sono presenti due cave coltivate fino alla metà del '900 per produrre una breccia calcarea rossastra. Questa breccia, oltre ad essere utilizzata nella costruzione di molte chiese goriziane (si riteneva si trattasse di Rosso Ammonitico veronese!), fu impiegata per scolpire la fontana dei Pecassi di Piazza Vittoria (Gorizia).

Affioramento di bauxite oolitica lungo la strada che da Gorizia porta alla cima del Sabotino.

Scendendo di quota, si intercetta il Senoniano inferiore (più potente sul lato Ovest) costituito da calcari grigi e grigio-scuri fango-sostenuti, riferibili ad un ambiente di rampa.

Scendendo ulteriormente si incontra la Faglia del Monte Sabotino, attraverso cui i termini cretacei sovrascorrono su quelli terziari. I Calcari senoniani fortemente sbrecciati dell'anticlinale poggiano sulla Fm della Scaglia rossa e sulla Fm. del Flysch di Cormons. Quest'ultimo è la principale formazione che costituisce i rilievi paleogenici del Collio.

Si ritiene che la genesi del Monte Sabotino sia legata a tre fasi: la prima (Cretacico sup.) causò deboli piegamenti dell'anticlinale del Monte Sabotino e del Monte Carso; la seconda (Oligocene), legata all'orogenesi dinarica, determinò l'innalzamento delle due anticlinali; la terza (Miocene) determinò la complicazione della struttura con fenomeni disgiunti.

Bibliografia essenziale: Comel A., 1937; Martinis B., 1962; Merluzzi P., 1997; Ventura P. & Zbona Trkman B., 2003; Venturini S., Sartorio D., Tentor M. & Tunis G., 2008.

Lago di Doberdò

• **Doberdò del Lago,** Gorizia.
Il Lago di Doberdò, occupa il fondo di un polje ed è uno dei pochi laghi carsici in Italia, l'unico in Friuli Venezia Giulia, sicuramente uno dei più grandi a livello internazionale. É citato da tutti i libri di geografia come esempio classico di lago carsico, nonché uno dei pochi esempi in Europa di lago-stagno. Inserito in un eccezionale ambiente carsico caratterizzato dalla presenza di una serie di inversac o sorgive-inghiottitoi e del vicino Lago di Pietrarossa, rappresenta un paesaggio splendido in tutte le stagioni. I due laghi formano un ambiente unico di chiara impronta carsica. Rientrano nella Riserva Naturale Regionale dei "Laghi di Doberdò e Pietrarossa" e sono un Sito di Interesse Comunitario.
• **Grado d'interesse:** sovranazionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, carsismo, idrogeologia, geologia strutturale.
• **Accessibilità:** è facilmente accessibile tramite sentieri e passerelle, che permettono di visitare le sponde e le sorgenti. A poca distanza, in una posizione panoramica, è posto il centro visite "Gradina" dotato di area museale, foresteria e ristoro.

DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi

Il Lago di Doberdò (5 m slm in regime di piena normale) si trova nel comune di Doberdò del Lago, circa 12 km a SW di Gorizia. Occupa il fondo di un polje in corrispondenza della terminazione del Carso Classico goriziano e mette in luce le acque dell'acquifero carsico. Privo di fiumi immissari ed emissari, ha un regime molto variabile: la superficie dello specchio d'acqua può variare da 80 m^2 a 400.000 m^2 in pochi giorni! Il bacino imbrifero teorico è pari a circa 52 km^2, ma il lago si trova in un'area fortemente carsificata e la sua alimentazione è praticamente legata alle oscillazioni della falda carsica ipogea.

Orientato NW-SE è localizzato in un articolato graben delimitato dalla "Faglia del Colle Nero" nel lato settentrionale e dalla "Faglia di Doberdò" in quello meridionale.

I calcari hanno età Albiano-Aptiano e sono fra i più antichi del Carso Classico. Appartengono alla Formazione "omnicomprensiva" dei Calcari del Carso e consistono in calcari fango-sostenuti intraclastici e fossiliferi grigio nerastri e in calcari granulo sostenuti fossiliferi grigio scuri.

Il fondo del lago è costituito da una spessa copertura melmosa, prodotta dalla fitta vegetazione a cannuccia palustre, seguita da uno strato argilloso che a 4-5 m di profondità viene in contatto con la roccia calcarea. In condizioni di magra (statisticamente in febbraio e luglio), la superficie del lago è posta a circa 3 m slm ed in condizioni di piena (statisticamente in ottobre e giugno) raggiunge i 5 m, eccezionalmente i 9 m. Le precipitazioni annue nella zona oscillano tra i 1100 ed i 1300 mm.

Il Carso Classico (comprendente quello goriziano, triestino e sloveno), di cui il Carso Classico goriziano rappresenta la propaggine più occidentale, presenta un acquifero molto articolato e ramificato che viene a giorno su una superficie altrettanto complessa comprendente, oltre al Lago di Doberdò, anche il vicino Lago di Pietrarossa, la Palude di Sablici e numerose sorgenti puntuali. Il

Il Lago di Doberdò: sono ben individuabili le due pozze che fanno capo a due inversac *(sorgenti/inghiottitoi) presenti nel settore orientale del lago.*

Il Lago di Doberdò in magra (in alto) e in piena normale (in basso) visto da Ovest verso Est. L'estensione dello specchio lacustre varia significativamente (di ben 500 volte!) fra piena e magra.

richiamo delle acque nell'area è probabilmente legato a condizioni di maggiore abbassamento o di minore innalzamento tettonico dell'area in oggetto. Per quanto riguarda la provenienza dell'acqua, si può affermare che essa sia sicuramente relazionata al sistema idrologico del Carso goriziano, costituito da un reticolo di dreni sconosciuto, mentre accertate sono le influenze del Carso Classico sloveno, nonché dei fiumi Isonzo e Vipacco, distanti rispettivamente 8,5 e 6,5 km. Noti sono gli studi in tal senso eseguiti con traccianti o basati sul chimismo delle acque.

In questa necessaria semplificazione si deve comunque precisare che i contributi dei vari sistemi sono di entità variabile e funzione dei rispettivi livelli piezometrici, mentre nulla sembra l'influenza delle maree nel Golfo di Trieste, distante appena 4 km. Si è accertato inoltre che la composizione delle acque è funzione del regime idrico: in periodo di magra prevalgono le acque isontine, in quello di piena dominano quelle carsiche. Interessante è il sistema di adduzione e di deduzione delle acque costituito da una serie di sorgenti ed inghiottitoi (*inversac*) posti rispettivamente nel lato NW e SE (v. geosito Risorgive del Timavo).

Bibliografia essenziale: Cucchi F., Furlani S. & Marinetti, 1999; Cucchi F. & Pugliese N., 2002a; Frenopulos S., 1992; Martinis B., 1962; Tentor M., Tunis G. & Venturini S., 1994.

Scavo paleontologico presso Polazzo

• **Polazzo,** Fogliano di Redipuglia, Gorizia.
Il geosito di Polazzo (Gorizia) è un giacimento fossilifero eccezionale (*Konservat-Lagerstätten*) in quanto, grazie a particolari condizioni ambientali di sedimentazione, sono presenti i resti fossili di organismi perfettamente conservati.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** paleontologia, geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** si apre nell'ambito di una zona in parte edificata e pertanto non sono direttamente accessibili.

DESCRIZIONE
A cura di Nevio Pugliese e Billy Figus

Alla periferia orientale del paese di Polazzo sono presenti alcuni siti particolarmente ricchi di resti fossili di organismi che, probabilmente a seguito del loro rapido seppellimento post mortem, alla finissima grana del sedimento e alla ragionevole scarsità di predatori e necrofagi, si sono perfettamente conservati.

La successione stratigrafica di riferimento, ascrivibile al Coniaciano-Santoniano (Cretacico sup.), è caratterizzata da calcari laminati di colore chiaro grigio-verdastri, talora brecciati, spessi poco più di un metro. In essa sono contenuti abbondanti fossili di pesci, tra cui si riconoscono esemplari di scogliera, come i picnodonti, predatori dal corpo massiccio (*Enchodus* e *Parachanos*) o allungato simili alle attuali aguglie (*Rhynchodercetis*) e Bericiformi.

Accanto ai resti di pesci, sono presenti frammenti fossili di piante terrestri (conifere, araucariacee e angiosperme) e di rettili (tra cui alcuni denti di coccodrillo).

Le caratteristiche litologiche e paleontologiche del sito permettono di inquadrare l'ambiente deposizionale in una piattaforma carbonatica, quale una laguna poco profonda che si evolveva verso condizioni di acque stratificate o di piana di marea.

Talora, nei calcari sovrastanti al sito si rinvengono Rudiste (molluschi bivalvi estinti) intere e in frammenti, a testimonianza di un ambiente a più elevato idrodinamismo.

Bibliografia essenziale: Dalla Vecchia F.M., Rigo D., Tentor M., Pacor G. & Moratto D., 2000; Dalla Vecchia F.M. & Tentor M., 2004; D'Erasmo G., 1952; Martinis B., 1962; Nardon S., 1990; Tintori A., Pugliese N. & Calligaris R., 1993.

Due generi di pesci provenienti dai calcari cretacici del sito di Polazzo: Parachanos *(sopra, x0,5) e* Rhynchodercetis acutissimus *(sotto, x0,5)*

Sorgente termale di Monfalcone

• **Porto Rosega, Canale del Lisert,** Monfalcone, Gorizia.
Nella Piana del Lisert, presso Monfalcone, si trova l'unica sorgente termale della Regione. Si tratta della venuta a giorno tramite faglie e condotti carsici di acque calde (oggi circa 40° C) da rocce serbatoio calcaree rinvenibili a notevole profondità. Utilizzate già dai romani, le sorgenti sono state adattate a terme ed hanno una storia articolata e complessa.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** idrogeologia, carsismo.
• **Accessibilità:** raggiungibile facilmente a piedi. Il sito è tutelato dalla Soprintendenza per i Beni Archeologici del Friuli Venezia Giulia.

DESCRIZIONE
A cura di Santo Gerdol

Ubicate presso le *Insulae Clarae* nel *Lacus Timavi*, le Terme Romane di Monfalcone furono sfruttate fin dall'antichità, anche perché erano poste di fronte alle sorgenti del Timavo, vicine al mare, poco distanti da Aquileia e lungo la via di comunicazione con le terre (Istria) della *X Regio*. Numerose sono le testimonianze archeologiche che testimoniano come le Terme diedero vita ad un'intensa attività documentata nel corso dei secoli che è continuata, pur con interruzioni, fino alla metà del '900. Visitate da Plinio e dall'imperatrice Livia, trovano riscontro nella *Tabula Peuntingeriana*. Le terme vennero abbandonate con la decadenza di Aquileia e solo nel 1433 ripresero a funzionare. Da allora attraverso varie vicende (distruzione del complesso durante la Grande Guerra e successiva ricostruzione negli anni '20) l'attività delle terme è proseguita fino all'ultimo dopoguerra.

Il sito è oggi inserito nell'ambito dell'area portuale - Comprensorio industriale del Lisert, un paio di km a SE del centro di Monfalcone, in riva destra del canale navigabile circa 1 km a NW dalle risorgive del Timavo a San Giovanni di Duino. Si tratta di un'area abbondantemente antropizzata che ha visto nel corso del tempo la bonifica e il parziale riempimento di aree palustri e lo smantellamento quasi totale di modesti rilievi calcarei (collinette di Sant'Antonio e della Punta).

Dagli inizi del '900 a seguito delle profonde trasformazioni morfologiche intervenute a più riprese, le sorgenti termali sgorgano da una vasca, scavata nella roccia calcarea, posta qualche metro al di sotto dell'attuale piano campagna. Le acque non sono più utilizzate dalla fine della Seconda Guerra Mondiale.

Le analisi di Doro nel 1939 classificarono l'acqua come solfureo-salsa-solfato-alcalino terrosa, dimostrando l'influenza delle maree sul regime delle sorgenti con una variazione massima di livello di 20 cm all'interno della vasca di captazione e temperature comprese tra 38 e 41°.

Dalle svariate indagini effettuate nei passati decenni, in vista di un reutilizzo delle acque per scopi termali e/o geotermici, emersero sempre le buone proprietà chimico-fisiche e termali con valori di temperatura costanti nel tempo. Per contro i giudizi igienico-sanitari generalmente sono stati sfavorevoli riguardo l'uso termale o peggio per la balneazione o le inalazioni per la ricorrente presenza di livelli inaccettabili di inquinamento superficiale (coli fecali, in particolare).

Attualmente sono in fase di realizzazione lavori di riconversione dell'intera area che prevedono, accanto ad una captazione a maggiore profondità delle acque termali per eliminare il pericolo di inquinamento superficiale, la realizzazione di una nuova struttura turistico-nautico-termale.

La Tabula Peutingeriana, copia medievale di un documento di probabile età tardo-imperiale, riporta la zona termale.

L'area del Lisert con le sorgenti termali; le attività connesse sono proseguite sino al secondo dopoguerra.

Bibliografia essenziale: Bressan M., 2005; Carulli G. B., 1971; Doro B., 1939.

Risorgive del Fiume Timavo

• **San Giovanni di Duino,** Duino-Aurisina, Trieste.
Le Risorgive del Fiume Timavo fanno parte dell'esteso areale sorgentifero del Carso Classico. Si tratta di acque che provengono da acquiferi diversi ma interconnessi: l'area ove vengono alla luce ha caratteristiche geologiche particolari che nel tempo hanno favorito la localizzazione e la genesi del complesso ipogeo delle risorgive.
• **Grado d'interesse:** sovranazionale.
• **Interesse scientifico:** carsismo, idrogeologia, geomorfologia, geologia ambientale.
• **Accessibilità:** è facilmente accessibile in quanto le Risorgive emergono a ridosso della Strada Statale. La visita è resa agevole da facili tracciati e ponticelli, che si snodano attraverso l'articolato sistema sorgentizio.

DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi

Le Risorgive del Fiume Timavo fanno parte dell'esteso areale sorgentifero del Carso Classico, una ventina di chilometri quadrati, che comprende anche i laghi di Doberdò e di Pietrarossa, le paludi di Sablici, le sorgenti del Moschenizza-Locavaz, le sorgenti del Lisert e del Sardos-Randaccio. Si tratta di acque che provengono da acquiferi diversi ma interconnessi, con una portata complessiva media stimabile in 40 m^3/s, massima di circa 175 m^3/s.

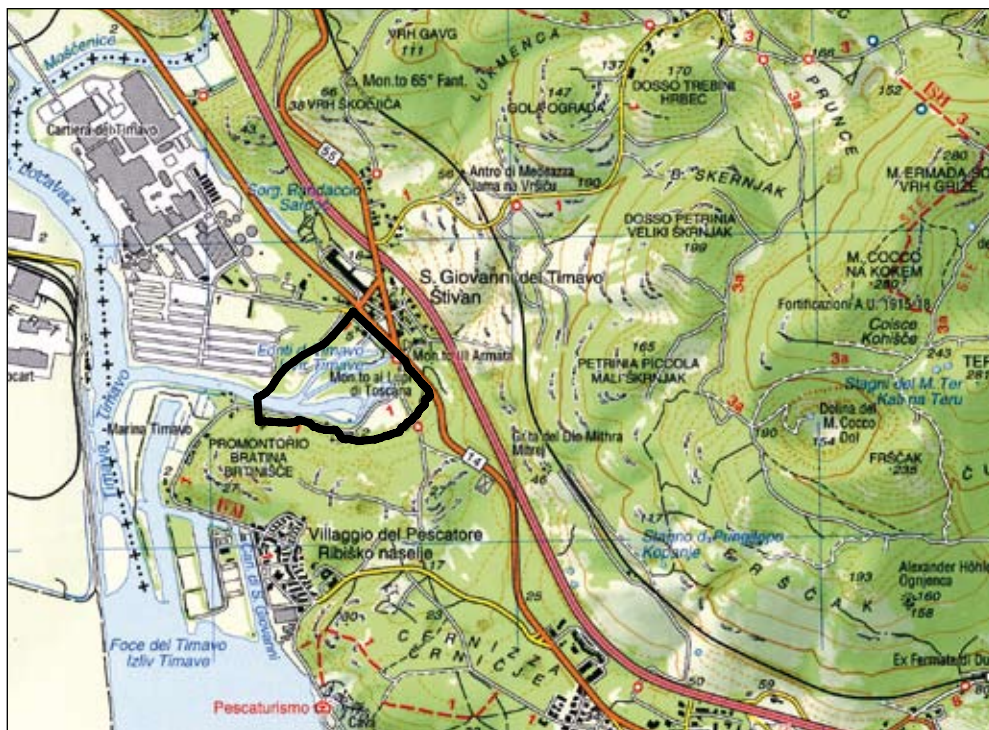
L'acquifero carsico è alimentato, oltre che dal Timavo, dalle acque locali e, specie in magra, dai fiumi Isonzo e Vipacco che lambiscono molto più a Nord il massiccio carsico.

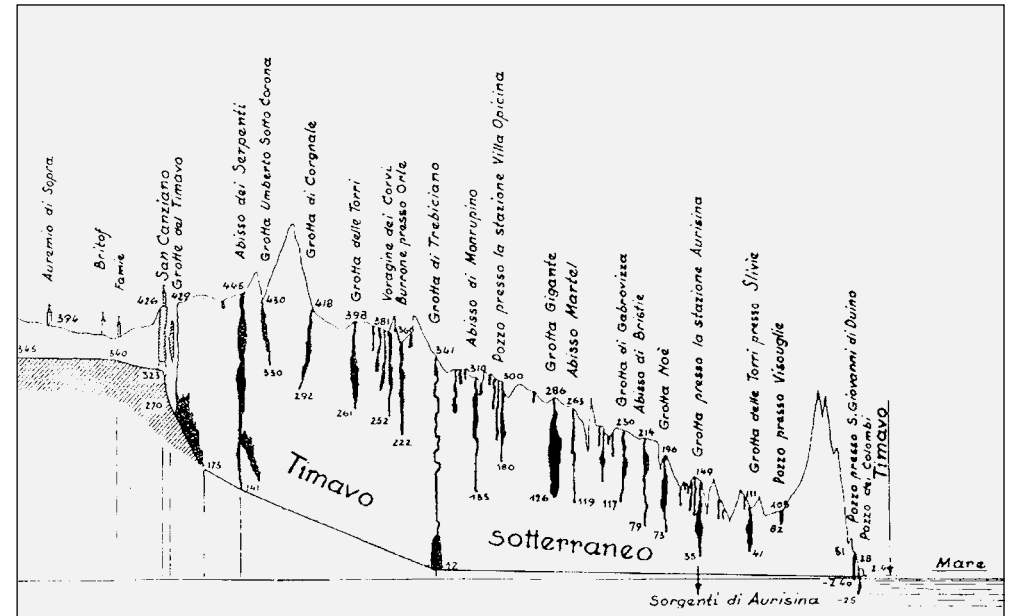
A San Giovanni di Duino le risorgive del Timavo consistono in quattro polle raccolte in tre "rami" da cui fuoriescono gran parte delle acque del bacino carsico: in media 35 m^3/s, con minime di 10 m^3/s e massime di 150 m^3/s. A monte delle risorgive si estende un articolato sistema di cavità allagate chiamato "Complesso del Timavo".

L'area ove vengono alla luce le acque ipogee ha caratteristiche geologiche particolari che nel tempo hanno favorito la localizzazione e la genesi del complesso ipogeo delle risorgive.

Sinteticamente fra le concause vanno considerati:

- il confinamento litologico laterale dei termini calcarei, dato da flysch a meridione e da dolomie a settentrione;
- l'evoluzione tettonica, antica e recente, che ha conferito all'area minor energia di rilievo rispetto a quelle a monte;
- la miscelazione di acque provenienti da bacini diversi con acque salmastre, salate e termali;
- le variazioni del livello di base.

Indagini speleosubacque eseguite negli anni 1990-1993 (il Progetto Timavo ha coinvolto studiosi e speleosubacquei di diverse nazionalità) hanno messo in luce un sistema di cavità allagate che sono state rilevate fino a -82 metri dal livello del mare e per più di 1500 metri di sviluppo.

L'area sorgentifera del Fiume Timavo, presso San Giovanni di Duino, comprende quattro polle: nell'immagine il primo ramo in regime normale di portata.

Il terzo ramo durante una "piena".

Lo schema elaborato da Eugenio Boegan nel 1938 descrive il percorso ipogeo del Timavo.

Parte del complesso sorgentifero del Fiume Timavo è delimitato da una serie di strutture di contenimento: il terzo ramo in regime normale. In queste condizioni la portata media complessiva è di circa 40 m³/sec.

Il percorso ipogeo del fiume dovrebbe avere uno sviluppo totale di almeno 70-80 km, con frequenti variazioni di direzione dei deflussi preferenziali. In particolare, il Timavo nasce sulle pendici del Monte Dletvo al confine fra Slovenia e Croazia, con il nome di Reka, e scorre per 40 km su terreni torbiditici (flysch) fino all'area di San Canziano ove viene inghiottito in un maestoso complesso di gallerie sotterranee (Skocjanske Jame). Appena 6 km a valle le sue acque percorrono le gallerie più profonde dell'Abisso dei Serpenti (Kacna Jama) a circa 90 m slm.

Ancora più a valle, 15 km in linea d'aria secondo una direttrice SE-NW, altre sue acque percorrono, a 12 m slm e per poche decine di metri, il fondo dell'Abisso di Trebiciano (3/17VG), cavità profonda 339 m che si trova circa 22 km a monte delle risorgive e, a 8 m slm, nella Grotta Lazzaro Jerko (2305/4737 VG), abisso di recente scoperta poco distante.

Le acque percorrono il tratto sotterraneo del Timavo in circa due giorni in fase di piena. Il corso prosegue poi per meno di 2 km fino a sfociare nel Golfo di Panzano (Mare Adriatico).

Bibliografia essenziale: Aa. Vv., 1994; Boegan E., 1938; Cucchi F. & Pugliese N., 2002b.

Dinosauri del Villaggio del Pescatore

• **Villaggio del Pescatore,** Duino-Aurisina, Trieste.
Nei pressi del Villaggio del Pescatore (Trieste) sono stati rinvenuti, per la prima volta in Italia, fossili di dinosauri in affioramento. Il ritrovamento più clamoroso è stato quello di uno scheletro ancora in perfetta connessione anatomica di adrosauro adulto: si tratta dell'esemplare più completo e antico rinvenuto in Europa che è attualmente esposto al Museo Civico di Storia Naturale di Trieste. Si stima che l'area possa contenere i resti di ulteriori dinosauri ed altri interessanti reperti fossili.
• **Grado d'interesse:** sovranazionale.
• **Interesse scientifico:** paleontologia, geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** è raggiungibile facilmente perché è adiacente alla strada che conduce al Villaggio del Pescatore, ma vi si può accedere solo previa autorizzazione della Soprintendenza per i Beni Archeologici del Friuli Venezia Giulia.

DESCRIZIONE
A cura di Nevio Pugliese, Deborah Arbulla e Billy Figus

Presso il Villaggio del Pescatore, circa 1,5 km a NW dal Castello di Duino, si rinviene una breccia calcarea di età santoniano-campaniana (Cretacico Sup.) contenente una lente di calcari laminati chiaro-scuri (laminiti) potente al massimo una decina di metri, in cui sono presenti resti ben conservati di rettili, tra cui dinosauri (adrosauroidi) e coccodrilli, frammenti di pterosauro, pesci, crostacei e vegetali.

Gli scavi paleontologici, eseguiti nei pressi di una cava dimessa, hanno permesso di estrarre i resti, molto ben conservati, di un adrosauro adulto completo, coricato sul fianco sinistro e con il collo rivolto all'indietro a causa della tipica contrazione dei muscoli e dei legamenti che segue la morte. Dal punto di vista tassonomico è stata istituita, per questo dinosauro, la nuova specie *Tethyshadros insularis*. Si tratta del secondo rinvenimento di un dinosauro nel territorio italiano.

Denominato "Antonio", il dinosauro era lungo circa 4 metri, alto più di un metro e pesante circa 700 kg. Si stima che l'area possa contenere decine di adrosauri: recentemente sono stati recuperati i resti di un altro esemplare di adrosauro soprannominato "Bruno".

Accanto ai dinosauri, attualmente in fase di studio, è stato recentemente descritto un nuovo coccodrillo, l'alligatoroide *Acynodon adriaticus*.

Questo giacimento riveste una particolare importanza anche per la conoscenza del Cretacico: allora questa porzione di territorio era caratterizzato da un clima tropicale, la vegetazione era lussureggiante e la fauna era piuttosto ricca e diversificata.

Le laminiti testimoniano un ambiente umido prossimo al mare formatosi durante il colmamento di una laguna da parte di materiale grossolano proveniente dalle zone limitrofe. Le lamine millimetriche chiaro-scure indicano un alternarsi di condizioni da ben a scarsamente ossigenate, queste ultime relazionate a fasi di stagnazione. Sono anche presenti piccoli livelli di

L'area dello scavo paloentologico che ha permesso di recuperare, in una lente di calcari laminati chiaro-scuri, i resti di adrosauroidi e altri rettili del Cretacico superiore.

L'adrosauroide "Antonio" esposto al Museo di Storia Naturale di Trieste.

materiale più grossolano legati a episodi di più elevata energia di fondo.

Alcuni microrganismi fossili presenti nelle laminiti permettono di ascrivere le stesse (e perciò anche Antonio) al Campaniano. Una ulteriore conferma è data dal rinvenimento del palinomorfo *Papillopollis aradaensis* in calcari sottostanti il corpo di breccia.

Non è ancora chiaro se il bacino avesse o meno contatti con il mare. La presenza di organismi marini, seppure estremamente rari, permette di ipotizzare che l'ambiente umido sia stato comunque influenzato dalla vicinanza del mare.

Il ritrovamento di clasti che mostrano evidenze di paleocarsismo e di frammenti decimetrici di legno indica l'esistenza nelle immediate vicinanze di aree emerse, possibili substrati che potevano esser colonizzati dai vegetali.

Bibliografia essenziale: Arbulla D., Caffau M., Cotza F., Cucchi F., Flora O., Masetti D:, Palci A., Piano C., Pittau P., Pugliese N., Stenni B., Tarlao A., Tunis G., & Zini L., 2003; Brazzatti T. & Calligaris R., 1995; Cucchi F., Pirini Raddrizzani C. & Pugliese N., 1987; Cucchi F., Pugliese N. & Caffau M., 2002; Dalla Vecchia F.M., 2008a; Delfino M., J. E. Martin J.E. & Buffetaut E., 2008.

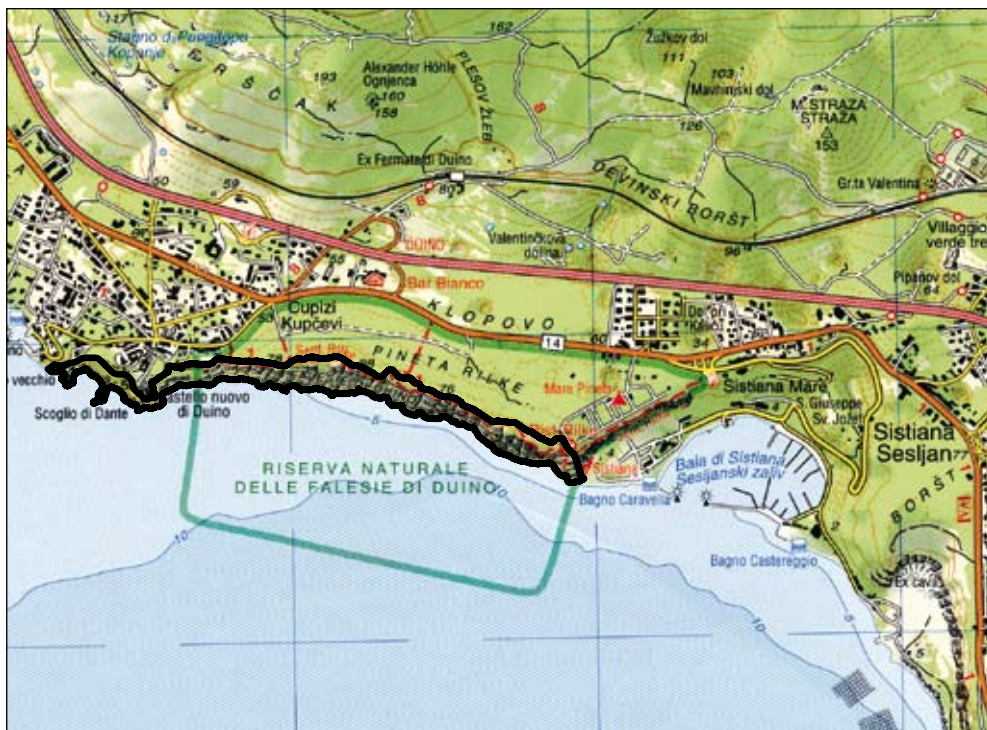
Falesia di Duino: carsismo, Grotta dell'Ultimo Dinosauro, solco di battente

• **Duino-Sistiana, Sentiero Rilke,** Duino-Aurisina, Trieste.

Tra la Baia di Sistiana e l'antica rocca di Duino, gli strati calcarei subverticali conferiscono ad un tratto di costa di un paio di chilometri, un caratteristico aspetto strapiombante con locali solchi di battente sommersi. Anche a piccola scala la falesia offre elementi di grande interesse quali forme carsiche superficiali di rara bellezza e sviluppo. Inoltre la falesia è contraddistinta dall'affiorare di rocce riccamente fossilifere e particolari dal punto di vista petrografico; fra queste ultime, speciale attenzione merita la particolare successione litostratigrafica tardo cretacico-paleocenica condensata. Lenti discontinue di breccia calcarea da rosea a marrone, di bauxiti e di rarissime pisoliti vadose e depositi concrezionari a gours di una paleocavità cretacica denominata "Grotta dell'Ultimo Dinosauro", precedono di pochi metri il passaggio Cretacico-Terziario.

• **Grado d'interesse:** sovranazionale.

• **Interesse scientifico:** geomorfologia, carsismo, paleontologia, geologia stratigrafica.

• **Accessibilità:** facile, la falesia si sviluppa dalla Baia di Sistiana al porticciolo di Duino. L'orlo può essere in gran parte percorso seguendo il Sentiero Rilke.

DESCRIZIONE

A cura di Franco Cucchi

Il tratto settentrionale del Golfo di Trieste è caratterizzato dalla Falesia di Duino, unico esempio di falesia calcarea dell'Alto Adriatico italiano, geneticamente legata alla verticalizzazione degli strati calcarei intensamente carsificati che vengono a trovarsi strapiombanti a picco sul mare ed hanno alta energia di rilievo per fatti tettonici.

La verticalità favorisce l'affiorare in continuità della successione calcarea tardocretacica e paleocenica e quindi del cosiddetto intervallo K/T (vedi geosito Passaggio Cretacico-Terziario presso Padriciano). Al piede della falesia, sul fondale marino, fra depositi di crollo e sabbie "affiora" il flysch, su cui la Piattaforma carbonatica del Carso è sovrascorsa e poco al disotto del livello marino, nel settore occidentale, è presente un solco di battente.

La falesia raggiunge i 90 metri di altezza e si sviluppa dalla Baia di Sistiana al porticciolo di Duino. L'orlo può essere in gran parte percorso seguendo il Sentiero Rilke, lungo quella che tradizionalmente si vuole fosse la passeggiata che il poeta tedesco Rainer Maria Rilke compiva abitualmente durante il suo soggiorno al Castello di Duino (1911-12), ospite della principessa Maria della Torre e Tasso.

Lungo il sentiero, da cui si gode un'ampia panoramica che spazia dal Golfo di Trieste, a Capodistria e alla costa istriana, alla Laguna di Grado, alla foce dell'Isonzo (vedi geosito Foce dell'Isonzo e Isola della Cona), si incontrano tutti i tipi di morfologie carsiche epigee, il cui biancore spicca fra il colore del mare e quello della variegata particolare vegetazione.

Tra le diverse forme si riconoscono scannellature e vaschette di corrosione, crepacci e fori di dissoluzione, alveoli di corrosione, grize e campi solcati con forme a banchi e a blocchi. Aspetto particolarmente suggestivo assumono i Rillenkarren (le scannellature carsiche) ed i Rinnenkarren (i solchi carsici) quando si sviluppano estesamente sulle testate di strato strapiombanti

La falesia di Duino e, sul promontorio, il castello dei Principi Torre e Tasso. Vista da Sud, sullo sfondo l'area di Monfalcone delle foci del Fiume Isonzo.

Scannellature e crepacci carsici.

verso mare degli orizzonti tardocretacici di breccia bianco rosea. Interessanti le altre forme di dissoluzione carsica superficiale, in particolare i Kluftkarren (i crepacci carsici), la cui evoluzione è accelerata dall'areosol marino che conferisce alle acque di precipitazione e di condensazione un'aggressività elevata.

Lungo la scarpata della falesia, la tettonica minore, con piccole faglie perpendicolari alla linea di costa ed alla giacitura degli strati, dà origine per erosione selettiva a pinnacoli, ripidi canaloni, lame, torrioni, su cui nidifica il raro falco pellegrino.

La falesia è contraddistinta dall'affiorare di rocce riccamente fossilifere e particolari dal punto di vista petrografico: speciale attenzione merita la successione litostratigrafica tardo Cretacico-paleocenica condensata che affiora lungo il margine e sul versante. I termini di passaggio fra Cretacico e Terziario (il cosiddetto Livello K/T) sono rappresentati, per quanto riguarda il Cretacico, da calcari chiari di piattaforma riccamente fossiliferi con rudiste talora in posizione fisiologica e da un sottile livello paleocarsico a lenti discontinue di bauxiti e di brecce calcaree a cemento da roseo a marrone e da depositi calcitici di paleocavità.

Il Daniano è rappresentato da una serie condensata di calcari neri e nerastri molto fossiliferi (alghe calcaree, tra cui Dasycladaceae e Characeae, foraminiferi e gasteropodi), ripetute sequenze peritidali caratterizzate da breccioline basali, calcari fangosi subtidali, calcari laminati, calcari stromatolitici, calcari con birds-eye e mud cracks.

Il Thanetiano e l'Ilerdiano sono costituiti da calcari ad alveolinidi e nummulitidi con coralli, gasteropodi ed echinidi e da brecce calcaree poligeniche.

Unici in Italia se non in Europa, sono i pochi metri quadrati di depositi calcarei di riempimento di una paleo-cavità tardo-cretacica denominata la "Grotta dell'Ultimo Dinosauro" e scavata in calcari a rudiste che precedono di pochi metri il limite K/T. Oggi quasi verticalizzati, i depositi calcitici sono costituiti da tozze stalagmiti, tortuosi gours limitanti piccoli bacini riempiti da ooliti e rarissime pisoliti vadose, che erano, 65 milioni di

Questi segni circolari sono quel che resta delle stalagmiti presenti sul pavimento della Grotta dell'Ultimo Dinosauro, una paleo cavità di età cretacica.

La successione dei calcari cretacico-paleocenici, con gli strati verticalizzati, nel tratto orientale della Falesia di Duino (vista verso Sud).

Pisoliti vadose nella "Grotta dell'Ultimo Dinosauro".

Panoramica della Falesia di Duino. La particolare giacitura dei calcari, con strati verticali, sub-verticali e rovesciati, contribuisce alla bellezza del paesaggio.

Il solco di battente ai piedi della falesia.

anni fa, il pavimento concrezionato di una piccola cavità percorsa da acque sorgive.

I solchi marini (notch in inglese) si formano nella fascia di marea in seguito all'interazione fra tre processi: l'azione meccanica delle onde, l'azione chimica dell'acqua di mare e l'azione bioerosiva degli organismi. Per questo motivo, assieme ai resti archeologici e ai depositi costieri, rappresentano dei marker fondamentali nello studio delle variazioni del livello marino.

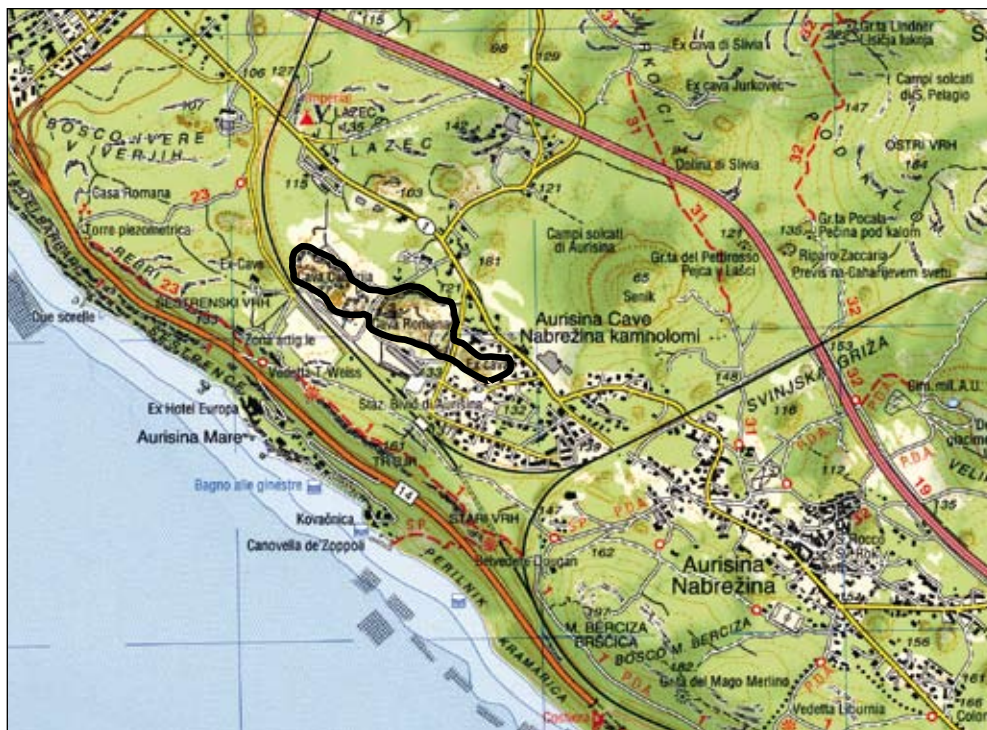
Nel settore costiero tra Duino e Sistiana il solco marino è sommerso e si trova ad una profondità variabile da -2,55 m a -1,3 m. La sua posizione è dovuta al fatto che in questo tratto di costa, oltre all'aumento del livello del mare per cause eustatiche, si è verificato un abbassamento per cause tettoniche. L'abbassamento è stato probabilmente molto rapido, forse addirittura un movimento co-sismico.

Anche se l'età non è stata ancora accertata, sembra che sia molto recente: per comparazione con i resti archeologici sommersi presenti in altre zone dell'Adriatico orientale, si stima possa avere dai 500 ai 1000 anni.

Al piede della falesia, sempre in posizione sommersa, è stata rilevata una superficie di abrasione marina larga almeno una decina di metri sviluppata su arenarie e marne appartenenti alla successione torbiditica eocenica del Flysch di Trieste a giacitura subverticale.

Bibliografia essenziale: Antonioli F., Carulli G.B., Furlani S., Auriemma R. & Marocco R., 2004; Antonioli F., Anzidei M., Auriemma R., Gaddi D., Furlani S., Lambeck K., Orrù P., Solinas E., Gaspari A., Karinja S., Kovacic V. & Surace L., 2007; Carulli G.B. & Cucchi F., 1991; Cucchi F., 2000; Cucchi F., Forti F. & Forti P., 1983.

Cave romane di Aurisina

• **Aurisina,** Duino-Aurisina, Trieste.
In un tratto di pochi chilometri in prossimità del ciglione del Carso Triestino si aprono numerose cave a fossa, che da epoca romana sfruttano orizzonti di calcare particolarmente compatto e dal quale spesso si ottengono volumi unitari di grandi dimensioni. Lungo le pareti di cava si possono ancora osservare le tracce delle rudimentali escavazioni antiche e la testimonianza dell'evoluzione delle tecniche di escavazione più recenti (martello pneumatico, filo elicoidale, filo diamantato, seghe a catena). Sulle lisce pareti dei fronti di cava si possono osservare ritmiti, tempestiti, livelli gradati e torbiditi calcaree della zona di rampa della Piattaforma carbonatica cretacica del Carso.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, paleontologia.
• **Accessibilità:** le cave sono in attività, per cui le pareti delle fosse sono visibili dall'alto ma non visitabili senza permesso. Recentemente una antica cava dismessa è stata riconvertita attraverso una serie di interventi ambientali e di valorizzazione storico-didattica che dovrebbero portare alla prossima realizzazione di una cava-museo.

DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi, Santo Gerdol e Billy Figus

Le cave romane sono così chiamate perché lo sfruttamento della pietra iniziò già in epoca repubblicana. Sono caratterizzate da pareti lisce e verticali alte quasi cento metri. Cava Romana è anche la denominazione dell'impresa che sfrutta la maggiore delle cave rientranti nel vasto antico bacino estrattivo denominato Ivere.

Da alcuni orizzonti calcarei del Membro di Borgo Grotta Gigante, facenti parte della "Formazione dei Calcari del Carso Triestino" (ancora informale) di età Cretacico superiore (Cenomaniano sup-Maastrichtiano), vengono estratte le varietà merceologicamente note come Aurisina Chiara, Aurisina Fiorita, Aurisina Granitello e Roman Stone.

Si tratta di calcari molto puri, compatti, omogenei, stratificati in potenti bancate, con colore di fondo grigio chiaro. In prima analisi le distinzioni tra le diverse varietà dipendono dalle dimensioni, dalla classazione, dalla quantità e dalla distribuzione della frazione bioclastica.

I fossili, quasi sempre in frammenti (bioclasti), sono dati essenzialmente da lamellibranchi a guscio spesso, soprattutto Rudiste con resti di diverse dimensioni e in subordine foraminiferi, resti algali e rari briozoi. Presentano ottime caratteristiche petrografiche, chimico-mineralogiche (tenori di carbonato di calcio molto elevati che arrivano al 99.5%) e fisico-meccaniche, tali da consentire loro di reggere qualunque confronto con gli altri materiali calcarei e con molte pietre ornamentali di altra origine. Presentano anche ottime caratteristiche di compattezza e durevolezza, sono perfettamente lucidabili e offrono partite di materiali aventi colore e fioritura omogenee.

Il grande bacino forniva pietra calcarea di ottima qualità, molto omogenea e in strati di notevole potenza, largamente utilizzata nella *X Regio* romana. In particolare trovò impiego nella realizzazione di Aquileia, allora il più importante centro della parte orientale della penisola. I gran-

Le cave a fossa di Aurisina da cui si estraggono i "marmi" commercialmente noti come Aurisina Chiara, Aurisina Fiorita, Aurisina Granitello e Roman Stone.

Le pareti e i mezzi nel piazzale di cava evidenziano l'elevata volumetria dei blocchi estraibili.

Le pareti verticali della cava romana di Aurisina.

Una immagine storica con le antiche gallerie di escavazione per l'estrazione del materiale.

di blocchi venivano calati sulla vicina costa per mezzo di scivoli ricoperti da lastre di piombo; caricati sulle navi, raggiungevano le varie destinazioni. Tra i più importanti monumenti realizzati all'epoca, va senz'altro ricordato il ciclopico monolite che costituisce la copertura del Mausoleo di Teodorico a Ravenna, anche se a dir il vero la provenienza viene rivendicata da altre località della costa istriana.

Agli splendori dell'epoca romana, seguirono lunghi secoli durante i quali l'attività estrattiva ebbe solo importanza locale, finché agli inizi del 1800, durante l'Impero Asburgico, la pietra di Aurisina conobbe un nuovo periodo aureo, tanto è che venne costruito un tronco ferroviario laterale rispetto al tracciato della Ferrovia Meridionale che univa Trieste a Vienna, destinato a servire le cave. La linea facilitava le operazioni di carico del materiale che veniva inviato, in misura di due o tre convogli giornalieri, in tutto l'impero. La ferrovia favorì la diffusione dei marmi del Carso verso il centro Europa. In numerosi palazzi di Vienna, Budapest e Praga vennero utilizzati questi materiali. Tra le opere di maggior spicco si ricordano: il Parlamento e l'Opera di Budapest, il Palazzo Imperiale, il Parlamento e numerosi palazzi del Ring a Vienna.

Pertanto, intorno al 1890 le cave e i laboratori del Carso, secondo quanto riportato dalle cronache e dagli storici dell'epoca, offrivano lavoro almeno a 3000 operai, senza contare i carrettieri, gli industriali e gli addetti al commercio.

Quale simbolo dell'attività estrattiva e di lavorazione, con l'avvento dell'Italia tra le due Guerre, vanno ricordate le quasi 38.000 tonnellate di pietra d'Aurisina utilizzate nella costruzione della monumentale Stazione di Milano. Non si trattava solo di materiale per rivestimenti (conci) o pavimenti, ma anche di svariati elementi ornamentali, quali statue, fregi, ecc. finemente lavorati nei laboratori carsici.

Al periodo vanno inoltre riferite molte altre opere pubbliche sia in Italia (Istituti bancari, sedi di Società di Assicurazioni, Cimiteri Monumentali, ecc...) che all'estero (Egitto, Germania, Stati Uniti).

Tra i lavori di maggior prestigio ultimati con i materiali carsici in questi ultimi anni vanno menzionati il "Dai Iki Life Insurance building" di Sendaj City (Giappone); le opere di rivestimento interno nelle stazioni delle metropolitane di Atlanta (Stati Uniti) e Francoforte (Germania); centri direzionali nel quartiere Defense a Parigi, il Palazzo di Giustizia di Padova, i pavimenti e le opere di decorazione della Linea 3 della metropolitana di Milano.

Bibliografia essenziale: Carulli G.B., Onofri R., 1969; Cucchi F. & Gerdol S. (a cura di), 1986; Gerdol S., 2001a; 2001b.

Campi solcati di San Pelagio e Grotta Lindner

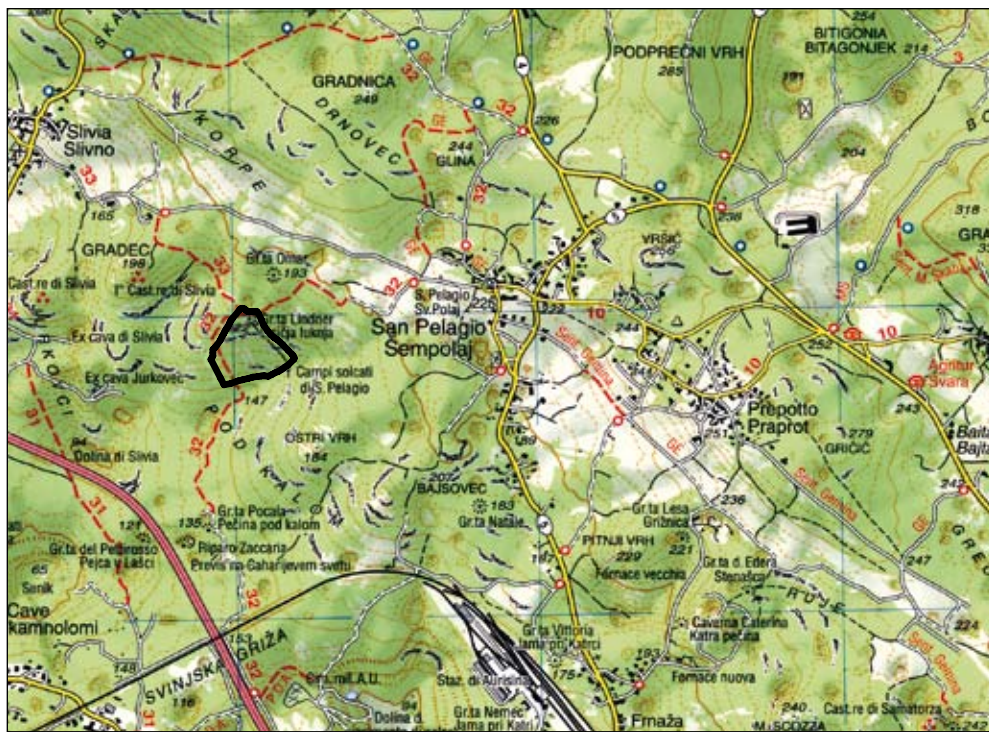
• **San Pelagio,** Duino-Aurisina, Trieste.
Il geosito si apre al centro del Carso Classico triestino ed è un'area in cui si sono sviluppate interessanti e peculiari forme carsiche superficiali evolute in funzione delle caratteristiche litologiche e strutturali dei calcari cretacici che affiorano a giacitura monoclinale a reggipoggio. Comprende campi solcati variegati e complessi, presso i quali si apre la Grotta Lindner, cavità sottoposta a vincolo paesaggistico regionale per alta valenza geomorfologica.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, carsismo.
• **Accessibilità:** il geosito è facilmente raggiungibile a piedi lungo il sentiero CAI n. 32 a partire dalla chiesa di San Pelagio.

DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi

Al centro dell'Altopiano del Carso Classico triestino, a Nord dell'abitato di Aurisina, si estendono questi interessanti campi solcati in cui, favorite dalla purezza dei calcari, dalla giacitura della stratificazione poco inclinata e dall'alternanza di banchi compatti e livelli più fittamente stratificati, si sviluppano con frequenza notevole tutte le possibili piccole forme di corrosione superficiale. Karren, solchi e crepacci carsici, fori di dissoluzione e piccole kamenitze interessano le superfici esposte delle bancate, grize da grossolane a mediamente pezzate si sviluppano lungo fasce parallele in corrispondenza degli intervalli calcarei più suddivisi. Fra le forme, peculiarità di quest'area sono i fori di dissoluzione e le grize intervallate alle bancate a microcuesta (vedi anche il geosito Campi solcati di Borgo Grotta Gigante).

I rilievi in roccia sono nettamente asimmetrici, presentano su un lato un esteso versante piano e poco ripido, costituito da una superficie di strato a debole inclinazione e posta a reggipoggio più inclinato del pendio, su cui si impostano le piccole forme carsiche, e sull'altro una ripida scarpata che taglia gli strati ed evidenzia le forme di transizione verticale verso le cavità ipogee.

Fra le microcueste monoclinaliche, si trovano fasce a griza, il tipico detrito carsico. È evidente come lo sviluppo e l'alternanza di queste forme siano stati condizionati dalla struttura geologica ed in particolare dalla presenza di bancate di calcari compatti, che hanno determinato l'individuazione delle caratteristiche microcueste, alternate a calcari più intensamente stratificati e fratturati da cui si sono originate le grize.

I fori ed i crepacci carsici, presenti con una notevole continuità e frequenza, sono forme che intaccano profondamente la compagine rocciosa in forma di cavità tubulari o di crepacci che spesso si restringono verso il basso o si chiudono in corrispondenza di superfici di interstrato. Si tratta di Karren non più strettamente superficiali ma di forme di transizione verso le cavità ipogee.

Campi solcati di San Pelagio: alternanza di grize (il tipico detrito carsico) e testate di strato a San Pelagio. Si nota la stratificazione poco inclinata.

I caratteri morfologici dimostrano che queste forme non sono solo di tipo "diretto", sviluppatesi cioè dalla superficie esterna verso l'interno della massa rocciosa, ma che una volta individuate le prime forme esse tendono a propagarsi con meccanismi di tipo laterale ed inverso: come una carie si diffondono per meccanismi di corrosione accelerata innescati dalle azioni biocarsiche facilitate dalla condensazione di umidità sulle pareti e dalla penetrazione al loro interno di terre e sostanze organiche.

I crepacci carsici (in tedesco Kluftkarren, in inglese grikes, in francese lapiés de diaclase), sono fratture profonde, incarsite, raramente legate ad anastomosi di fori, più spesso delle vere vie di deflusso preferenziale delle acque guidate dalla fratturazione. I fianchi sono sempre molto inclinati, il fondo è piatto o a V aperta verso l'alto. Dal punto di vista genetico sono simili ai solchi carsici; tuttavia, mentre nei solchi è la massima pendenza a guidare il defluire delle acque, nei crepacci sono i piani di discontinuità (normalmente quelli di frattura) a condizionare la direzione del movimento e l'approfondimento.

Ingresso della Grotta F. Lindner sulla parete di una dolina di crollo nei pressi dei campi solcati di San Pelagio.

I fori di dissoluzione, sono micropozzi, piccole cavità tubolari a sezione circolare o ellittica, di diametro da millimetrico a decimetrico, quasi trapananti la roccia e formatisi in corrispondenza di fratture. La genesi è da ricondurre a fenomeni di dissoluzione lungo canalicoli impostati nella frattura: l'allargamento progredisce inizialmente dal basso verso l'alto per fenomeni di capillarità e poi anche dall'alto verso il basso per circolazione d'acqua e d'aria umida oltre che, durante le fasi di carso coperto, da humus.

Le grize, sono pietraie date da blocchetti di roccia staccati dal substrato roccioso per dissoluzione lungo le superfici di discontinuità (stratificazione e fratturazione), isolati e rimasti in posto senza aver subito trasporto. Le loro dimensioni dipendono dal grado di suddivisione degli intervalli rocciosi alternati agli strati più spessi e alle bancate.

Sul bordo settentrionale del campo solcato si apre, al fondo di una dolina, una delle più interessanti cavità del Carso triestino, la Grotta Federico Lindner, sottoposta a vincolo paesaggistico regionale per la sua alta valenza geomorfologica.

La dolina non è, in questo caso, la classica dolina di dissoluzione, depressione chiusa, a corona subcircolare, più larga che profonda, la cui genesi è legata ad assorbimento localizzato, praticamente puntiforme o da punti vicini e concentrati, di acque, con un successivo allargamento radiale per corrosione accelerata. È una forma evoluta derivante da una via di mezzo fra dolina di crollo (una collapse doline) ed una grotta a galleria scoperchiata (una roofless cave).

Le doline di crollo sono depressioni che si generano per fenomeni di collassamento dei soffitti di cavità prossime alla superficie; hanno, pareti subverticali e depositi grossolani di crollo sul fondo e nel tempo possono naturalmente evolvere verso forme più ampie e dai fianchi meno acclivi.

Le roofless cave sono quello che resta di una cavità a galleria che, prossima alla superficie ha visto lo spessore di roccia sovrastante diminuire fino a scomparire per dissoluzione superficiale. Equivalgono, come significato geomorfologico evolutivo, agli hum (v. geosito Torrioni di Monrupino): se questi sono i relitti di antiche superfici spianate dalla dissoluzione, le grotte scoperchiate sono il relitto di una cavità ipogea portata alla luce dallo spianamento.

Testate di strato aggettanti in un campo di grize.

Oltre all'ingresso principale ve ne sono altri due che si aprono sulla volta della grotta. Gli ingressi sono protetti da griglie e da una porta progettata per permettere il passaggio agli animali, solitamente troglobi e pipistrelli. La caverna d'accesso e quella seguente, note da lungo tempo con il nome di Tana della Volpe (Lesicja Luknja), vennero rilevate nel 1956, mentre la scoperta degli estesissimi vani interni avvenne nel 1967. La cavità consta di una ampia galleria principale inclinata verso SW, è riccamente concrezionata e raggiunge i 10 metri sul livello del mare, per cui è occasionalmente allagata durante le piene del Fiume Timavo sotterraneo.

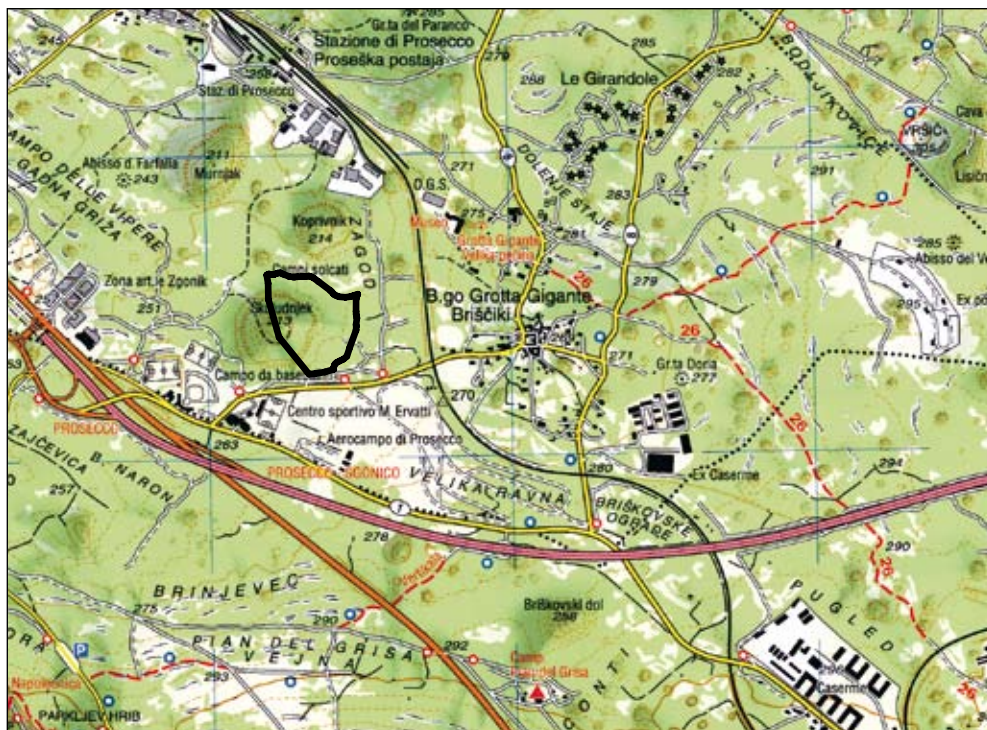
Campi solcati di Borgo Grotta Gigante

• **Borgo Grotta Gigante,** Sgonico, Trieste.

I campi solcati di Borgo Grotta Gigante nel Carso Classico triestino sono una delle aree in cui si sviluppano le più interessanti forme carsiche superficiali al mondo in ambiente marino-continentale e mediterraneo. Sufficientemente estesi offrono, per dimensioni, tipologia, frequenza uno splendido esempio di quanto la dissoluzione carsica può su superfici calcaree suborizzontali poco suddivise. In particolare le kamenitze hanno dimensioni che rendono quest'area l'emblema della carsificazione superficiale. Sono presenti inoltre praticamente tutte le piccole forme carsiche possibili. Ai bordi si apre una delle più ampie e profonde doline del Carso triestino.

• **Grado d'interesse:** sovranazionale.

• **Interesse scientifico:** geomorfologia, carsismo.

• **Accessibilità:** il geosito è posto nei pressi delle Grotta Gigante, nota cavità turistica. Vi si accede con una breve deviazione a sinistra a piedi dalla strada che collega la viabilità provinciale del Carso a Borgo Grotta Gigante superato il complesso sportivo.

DESCRIZIONE

A cura di Franco Cucchi

A poca distanza dall'abitato di Borgo Grotta Gigante, nell'area che i locali chiamavano *gradna-griza* (griza delle vipere) si estendono campi solcati particolarmente ricchi e variegati per quanto riguarda le forme carsiche superficiali. A completare l'interesse per l'area, negli immediati dintorni si aprono una delle più ampie e profonde doline del Carso triestino, alcuni ingressi di cavità e alcune roofless cave, oltre che la Grotta Gigante, la cavità turistica più ampia al mondo. Il tutto immerso nella classica boscaglia carsica.

In particolare le kamenitze (le vaschette di dissoluzione) hanno dimensioni che rendono quest'area l'emblema della carsificazione superficiale: alcune sono profonde più di un metro e si sviluppano su un'area di più metri quadrati. Sono presenti tutte le piccole forme carsiche possibili: karren di tutti i tipi (a isola, a pettine, meandriformi, ecc…), solchi carsici ampi e estesi, profondi crepacci che originano piccoli ponti di roccia e pozzetti, fori di dissoluzione ed alveoli di corrosione, forme di dissoluzione sottocutanea, hum e funghi.

Gli affioramenti più suggestivi sono ai bordi settentrionale ed orientale di una grande dolina appena asimmetrica, con il fianco nordorientale un poco più ripido, profonda una quarantina di metri e del diametro di circa 250 metri localmente chiamata Skoludnjek. Il bordo orientale della dolina è particolarmente ricco di affioramenti rocciosi, consistenti in testate di strato allungate alcune decine di metri, con larghezze comprese fra un paio e le decine di metri.

La dolina e i suoi bordi sono caratterizzati dall'affioramento di calcari puri, compatti, talora ricchi di frammenti di resti organici, sedimentatisi in un articolato ambiente di scogliera tardocretacica. Si alternano irregolarmente wackestone con Miliolidae, Lituolidae, Ophtalmiidae, *Aeolisaccus kotori*, Textulariidae, Thaumatoporella, e packstone con bioclasti (Rudiste), rare Lituolidae e *Thaumatoporella parvovesiculifera*.

Kamenitze (vaschette di dissoluzione) a più stadi, scannellature e crepacci carsici: un campo solcato eccezionale su potenti bancate di calcare cretacico.

Successioni di grandi kamentize.

Uno Hum a fungo, testimone di antiche superfici carsiche. La sua bancata superiore è crollata una decina di anni fa.

Il ritmo della stratificazione è variabile da alcuni centimetri al metro; i piani di strato sono solitamente netti ma non mancano episodi di stratificazione indistinta che portano le bancate ad avere talora potenza di 100-150 cm. La fratturazione, comunque non intensa, ha frequenza legata allo spessore degli strati: là dove questi sono potenti alcune decine di centimetri la frequenza è metrica, là dove la stratificazione è più fitta decimetrico è il ritmo di fratturazione.

Sulle superfici di strato, inclinate di 4°-14° a monoclinale verso Sud, abbondano le forme carsiche che danno origine ai campi solcati fra i più belli ed estesi del Carso Classico, una serie di caratteristiche microcueste, micropaesaggi in roccia particolarmente suggestivi (si veda anche il geosito Campi solcati di San Pelagio).

Vi sono molto ben rappresentate le piccole forme di corrosione ed in particolare le scannellature, i solchi e le vaschette. Frequenti piccoli hum a fungo (si veda il geosito Torrioni di Monrupino).

Le prime (in tedesco Rillenkarren, in inglese solution flutes), sono quei piccoli solchi rettilinei centimetrici raggruppati in complessi di forme elementari contigue e subparallele, separate fra di loro da crestine aguzze, a fascio, a pettine, a penna o ad isola. Queste forme sono le prime ad individuarsi, con le gocce d'acqua che impattano direttamente con la roccia frammentandosi in minute goccioline che alimentano numerosi filetti di corrente.

I solchi a doccia (in francese lapiès, in tedesco Rinnenkarren o Wandkarren a seconda della morfologia, in inglese solution grooves) sono solchi più grandi dei precedenti (le larghezze e profondità possono arrivare anche a qualche decimetro e le lunghezze a qualche decina di metri). Si originano o da zolle di suolo o da piccoli "serbatoi" a monte che li alimentano durante e dopo le piogge con una certa continuità con acque ricche in microorganismi e impurità acidificanti. Scannellature e solchi seguono le linee di massima pendenza e si presentano con una grande varietà di aspetti, distinguibili soprattutto per la morfologia del fondo: nell'area sono presenti Karren con sezioni a doccia semplice (sezione trasversale ad U), a doccia sottoescavata, a doccia svasata e a piccola gola.

Dimensioni e forma del tutto particolari hanno le vaschette di corrosione, note con il termine internazionale di kamenitze, le depressioni chiuse in roccia, generalmente con forma subcircolare o ellittica e con fondo subpianeggiante e pareti subverticali. Nelle forme più estese le pareti sono strapiombanti per effetto della corrosione laterale da scannellature. Sono presenti tutti i diversi tipi di vaschette fra cui

- le coppelle o ciottolette, forme embrionali di modesto diametro, poco profonde e svasate verso l'alto,
- le kamenitze a vasca semplice, caratterizzate da forma generalmente ellittica, fondo piatto, fianchi sottoescavati e solco emissario e le kamenitze a coppa, varietà del tipo precedente di forma circolare, molto profonde, con emissario poco profondo,
- le kamenitze policicliche, varietà in cui sui fianchi si riconoscono più livelli di cornici relazionati a variazioni del livello di soglia e le kamenitze lobate, che derivano dalla coalescenza di più forme adiacenti o dall'allargamento di parti del perimetro in direzioni preferenziali,
- le kamenitze a nidi, depressioni che ospitano sul fondo frammenti di roccia o depositi sciolti fini, con piccole depressioni secondarie per sottoescavazione puntuale sottocutanea della forma degli stessi frammenti o dei depositi,
- le kamenitze innicchiate sul fondo di solchi carsici estesi.

Senza dubbio questo caratteristico paesaggio del Carso rappresenta un singolare monumento naturale i cui caratteri di micropaesaggi diversi in evoluzione lenta, sono il risultato di particolari processi di interazione fisica, chimica e biochimica alle interfacce roccia/suolo/atmosfera sviluppatisi per lungo tempo e quindi anche durante condizioni climatiche oltre che geografiche diverse dalle attuali. Essi costituiscono quindi microambienti il cui studio può fornire informazioni di particolare interesse per la comprensione della storia recente e non degli ambienti, delle interrelazioni fra processi atmosferici, processi morfogenetici e dinamici in ambiente carsico e sviluppo di comunità di microorganismi pionieri su roccia nuda affiancato all'evoluzione di suoli "poveri".

Bibliografia essenziale: Cucchi F. & Pugliese N., 2002c; Cucchi F., Radovich N. & Sauro U., 1989.

Torrioni di Monrupino

• **Zolla,** Monrupino, Trieste.
Si tratta del più bel esempio di hum in Regione. I torrioni (hum) sono l'espressione della corrosione selettiva che abbassa la superficie lasciando in evidenza volumi rocciosi calcarei meno corrodibili. Simili sono le città di roccia.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, carsismo, geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** a piedi, nelle immediate vicinanze della strada provinciale del Carso.

DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi

I Torrioni di Monrupino, sono singolari formazioni, alte più di 10 metri, costituite da calcari brecciati (di età Cretacico inf.-sup. p.p.), molto resistenti alla degradazione meteorica. Esse costituiscono una testimonianza davvero unica in quanto relitti, rimasti isolati per l'azione dissolutiva delle acque meteoriche sulle rocce circostanti, maggiormente solubili, delle antichissime superfici carsiche, evidentemente molto più elevate di quanto non lo siano ai nostri giorni.

La dissoluzione carsica è processo estremamente lento: gli studi sull'entità della dissoluzione di superfici calcaree esposte agli agenti atmosferici indica in alcuni centesimi di millimetro la rata di abbassamento medio annuo in condizioni climatiche tipo quelle del Carso Classico. Ciò significa che abbassamenti dell'ordine del metro avvengono nell'arco delle decine di migliaia di anni. Le acque penetrano all'interno attraverso le superfici di discontinuità dissolvendo la massa rocciosa: i calcari a Monrupino hanno stratificazione suborizzontale e le fratture beanti sono subverticali.

Là dove le discontinuità sono più frequenti la dissoluzione è più veloce e restano isolati i volumi più compatti, protetti al tetto dalle bancate sovrastanti. Nei materiali sciolti si parla di piramidi di terra, in questo caso di hum o torrioni; che quando sono numerosi ed accostati divengono una "città di roccia". Nella ristretta area del geosito vi sono una decina di queste forme, di dimensioni diverse, sparse nella boscaglia: alcune sono state a suo tempo in parte distrutte per ricavare materiale da costruzione, una è utilizzata come supporto di una lapide dedicata ai caduti, altre stanno subendo l'attacco della vegetazione.

Dalla vicina Rocca di Monrupino, verso nord, si osservano la movimentata morfologia carsica del substrato debolmente piegato ad anticlinale (da dolomitico a calcareo, perciò da poco a molto carsificabile) ed in lontananza i rilievi calcarei cretacei della Selva di Ternova e del Monte Na-

Uno dei Torrioni di Monrupino utilizzato come supporto di una lapide dedicata ai caduti. Queste particolari forme sono la testimonianza di antiche superfici carsiche.

Nel geosito vi sono una decina di Torrioni. La gran parte è sparsa nella boscaglia carsica, ed alcuni stanno subendo l'attacco della vegetazione.

Uno dei Torrioni.

Uno dei Torrioni. Sullo sfondo si staglia la rocca con il Tabor di Monrupino.

nos sovrascorsi sul flysch terziario (Linea Gorizia-Aidussina-Vipacco-Postumia e "piattaforma" di Trnovo).

A sud appare l'altopiano del Carso, con doline, campi solcati e i torrioni già citati. La morfologia in grande è, secondo alcuni, il risultato del divagare di "paleofiumare" sulla superficie di spianamento chattiano-langhiana; secondo altri, è il risultato della corrosione selettiva avvenuta su rocce carbonatiche con caratteristiche petrografiche ed evoluzione geostrutturale diverse.

Intense ed evidenti sono le modificazioni antropiche succedutesi dall'epoca preistorica, con i castellieri, ad oggi, con le cave di pietra, le colture, gli abitati e la viabilità.

Bibliografia essenziale: Cucchi F. et al., 2000; Cucchi F. & Pugliese N., 2002d; Gerdol S., 2001a; 2001b.

Passaggio Cretacico-Terziario presso Padriciano

• **Padriciano**, Trieste.
Il passaggio Cretacico-Terziario (K/T) è stato individuato in più località della regione carsica, sia in territorio italiano che sloveno. L'affioramento di Padriciano (Trieste) rappresenta una delle prime segnalazioni di esistenza del passaggio K/T in ambienti di piattaforma carbonatica poco profondi.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geologia stratigrafica, paleontologia.
• **Accessibilità:** Il geosito si apre nella scarpata stradale della Grande Viabilità Triestina; pertanto non è accessibile.

DESCRIZIONE
A cura di Nevio Pugliese e Billy Figus

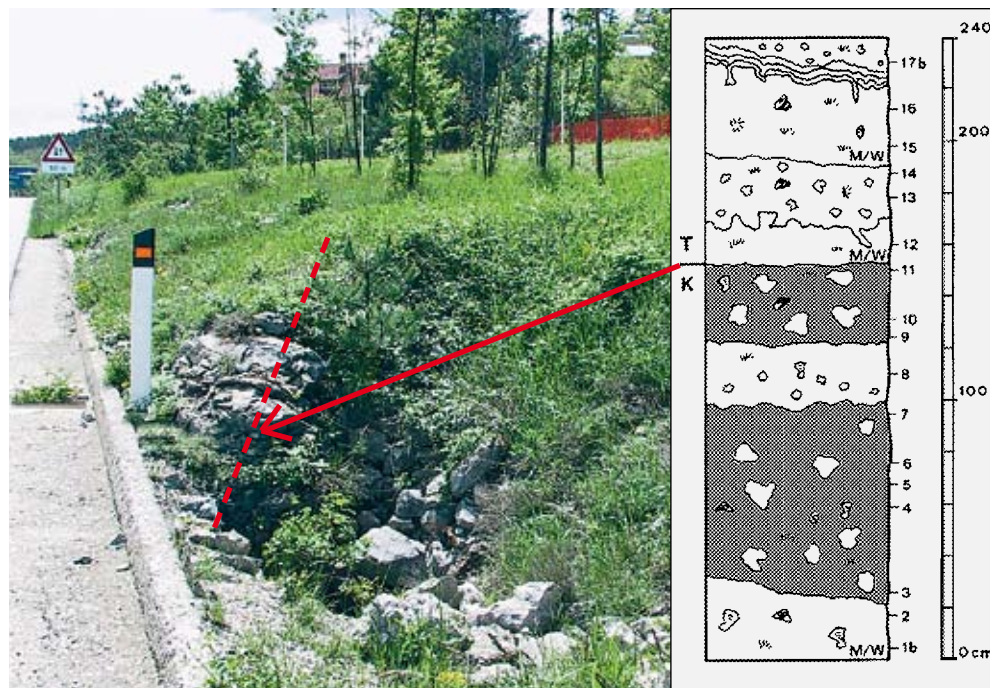
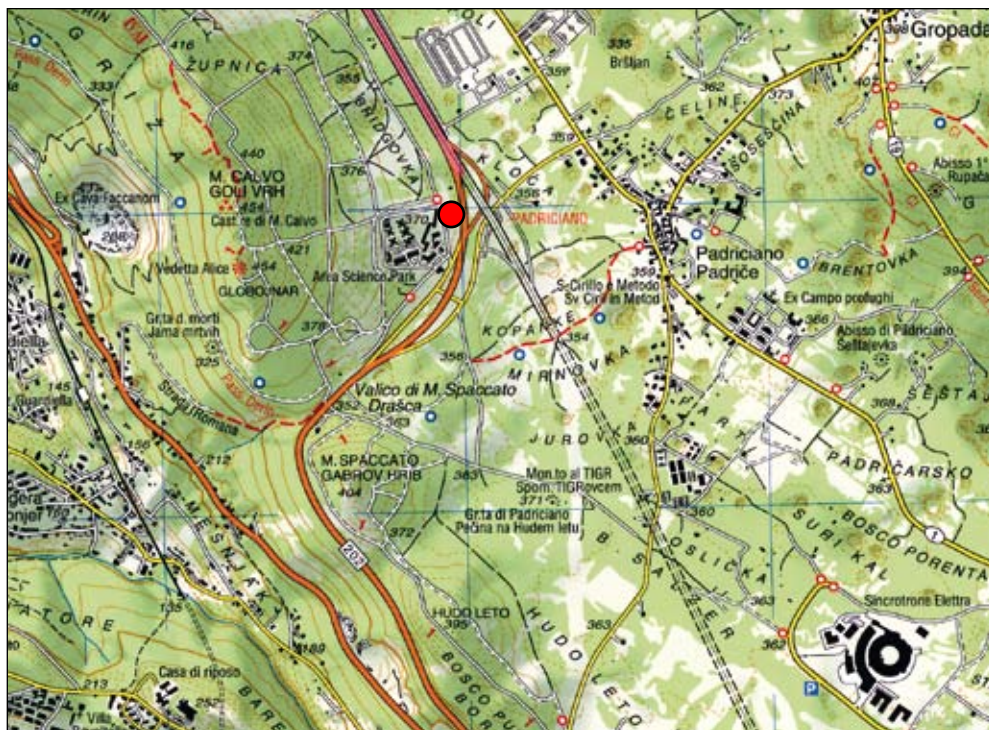
Padriciano è una delle località del Carso Classico triestino in cui è stato riconosciuto il limite tra il Cretacico e il Terziario, noto anche come passaggio K/T (circa 65 milioni di anni fa).

Dal punto di vista geologico l'area appartiene alla Piattaforma di Comeno, caratterizzata da calcari inclinati da pochi gradi fino a 30° e immergenti a Sud-Ovest.

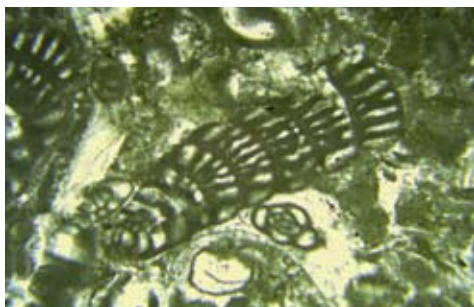
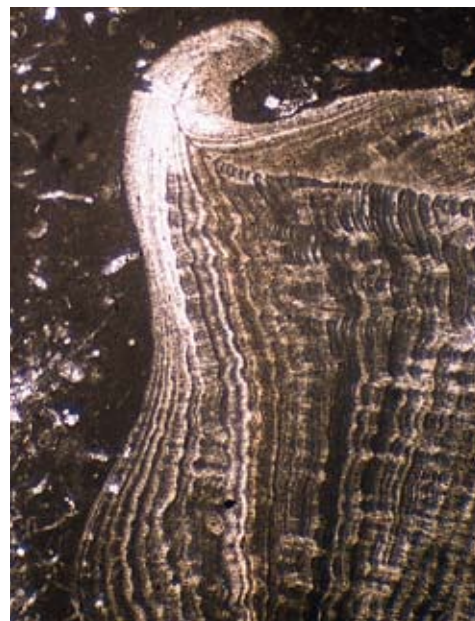
Il passaggio K/T è stato individuato nel corpo di una brecciolina alla base di un ciclo peritidale, ossia di un deposito in cui si riconoscono condizioni deposizionali riconducibili dapprima ad un ambiente sommerso, quindi sommerso-emerso ed infine emerso.

Il passaggio è testimoniato da prove paleontologiche (scomparsa di fossili del tardo Cretacico - maastrichtiani - quali rudiste appartenenti ai generi *Apricardia* e *Bournonia*, e foraminiferi tra cui *Rhapydionina liburnica*, e successiva apparizione di forme del Terziario - daniane - tra cui il foraminifero *Bangiana hanseni*), geochimiche (anomalia dell'Iridio, shift negativo del $\delta^{13}C$) e paleomagnetiche (riconoscimento del Cr29r).

Il ciclo peritidale contenente il limite K/T è sovrastante i calcari a rudiste e a *Rhapydionina liburnica*, associazione tipica di ambiente lagunare aperto, discretamente ossigenato dalle correnti e dal moto ondoso. Questo ciclo è il primo di una serie che si ripete nel Daniano e consiste in una brecciolina basale seguita da calcari subtidali-lagunari (calcari fangosi scuri caratterizzati da fossili, tra cui gasteropodi, foraminiferi e ostracodi) e da depositi inter-sopratidali (paleosuoli, paleocarsismo, strutture da disseccamento, stromatoliti, presenza di *Microcodium*, ecc...).

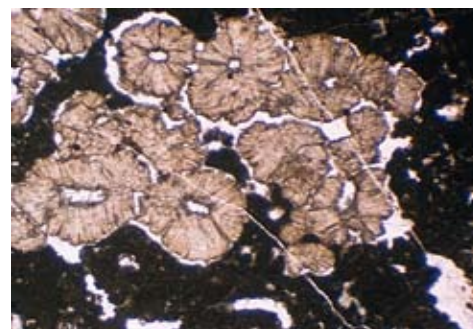
L'evoluzione paleoambientale caratterizzata dai cicli peritidali testimonia frequenti cambiamenti ambientali e quindi il carattere opportunista della comunità biologica del K/T e della base del Daniano, eccettuati alcuni livelli di calcare lagunare ricchi di alghe verdi Dasycladaceae e coralli. Altri livelli daniani presentano fossili di al-

Il sito del passaggio Cretacico-Terziario presso l'Area di Ricerca di Padriciano. Sulla destra, colonna stratigrafica (K: Cretacico; T: Terziario; M/W: calcari fango-sostenuti; da Brazzatti et al., 1996, modificata).

ghe Characeae, tra cui Lagynophora liburnica, di ambienti dulcicolo-salmastri che permettono di ipotizzare la vicinanza di ambienti umidi di acqua dolce.

Bibliografia essenziale: Brazzatti T., Caffau M., Cozzi A., Cucchi F., Drobne K. & Pugliese,1996; Cucchi F., Pirini Radrizzani C. & Pugliese N., 1987; Cucchi F., Pugliese N. & Ulcigrai F., 1989; Cucchi F. & Pugliese N., 2000e; Jurkovsek B., Toman M., Ogorelec B., Šribar L., Drobne K. & Poljak M., 1996; Tentor M., Tunis G. & Venturini S., 1994.

Sezione sottile con foraminifero Rhapydionina liburnica *(70 x).*

Sezione sottile con frammento di guscio di rudista (70 x).

L'affioramento di calcari terziari subito dopo il passaggio K/T.

Una immagine di dettaglio dell'affioramento di Padriciano: la breccia dov'è stato individuato il passaggio Cretacico/Terziario (noto come K/T).

Sezione sottile con Lagynophora liburnica (70x).

Sezione sottile con guscio di gasteropode (70 x), sopra, e con Microcodium *(100x), sotto.*

Frana sottomarina (olistostroma) di Miramare

• Castello di Miramare, Trieste.
Il promontorio sul quale sorge il Castello di Miramare è costituito da enormi massi calcarei (olistoliti) dell'Eocene inferiore più antichi del flysch eocenico che li ingloba. L'insieme di Flysch e olisotliti forma un olistostroma, che condiziona la geomorfologia della costa e rappresenta un elemento geologico strutturale di grande interesse scientifico.

• Grado d'interesse: regionale.

• Interesse scientifico: geologia strutturale, geomorfologia.

• Accessibilità: è facilmente raggiungibile e percorribile perché costituisce il promontorio sui cui sorge il Castello di Miramare con il suo splendido parco, uno dei siti turistici italiani più frequentati.

DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi e Santo Gerdol

Il sito corrisponde al promontorio di Miramare, ove sono il Castello, il Parco e la Riserva Marina, pochi chilometri dal centro di Trieste, e si protende, elevato di circa 40 m verso mare, per circa 400 m.

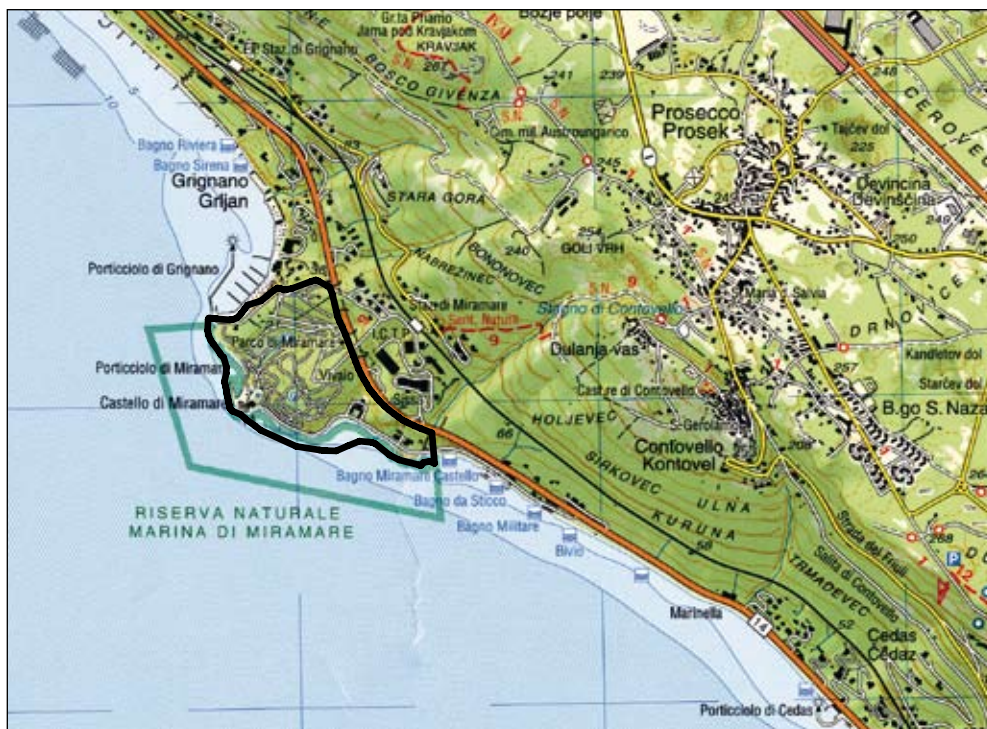
È caratterizzato dalle rocce della Fm. del Flysch di Trieste, la fitta alternanza di livelli di marne ed arenarie con spessori degli strati molto variabili riferibile all'Eocene, che qui include diversi voluminosi olistoliti costituiti da calcari grigio-biancastri irregolarmente distribuiti.

Sono proprio le caratteristiche fisico-meccaniche di questi contrafforti calcarei, molto più compatti e resistenti rispetto alle rocce marnoso arenacee circostanti, ad aver determinato la particolare morfologia del promontorio di Miramare.

La specificità paesaggistica è legata anche all'effetto cromatico dato dal bianco del calcare e del castello (costruito in pietra d'Istria), dal bruno delle marne e arenarie del flysch, dalle infinite tonalità del verde della vegetazione e dall'azzurro del mare.

Un contatto evidente tra formazione marnoso arenacea incassante e volume calcareo inglobato si può ad esempio osservare sulla scarpata retrostante il piazzale-banchina del piccolo porto turistico di Grignano. Altri olistoliti costituiscono il promontorio di Grignano, il basamento del castello e delle scuderie, il versante prospiciente l'ingresso (all'interno del quale sono state scavate alcune gallerie militari).

Gli olistoliti hanno volumetrie molto variabili: si va da quelli di pochi metri cubi a quelli di 400.000 m^3; tutti sono calcari granulosostenuti in cui i resti organici sono dati da alveoline, nummulitidi, miliolidae, alghe e briozoi che portano ad attribuire i calcari al Paleocene-Eocene inferiore.

L'erosione marina sulla compagine marnoso-arenacea ha portato alla separazione dalla costa di alcuni olistoliti ed alla genesi di faraglioni. Fra

L'ingresso al Parco di Miramare con i bianchi faraglioni che lo caratterizzano. Sono costituiti da porzioni di olistoliti di calcari cretacici.

L'olistolite calcareo a contatto con il Flysch eocenico lungo la scarpata che sovrasta il porticciolo di Grignano.

Modello tridimensionale del Promontorio di Miramare con gli olistoliti evidenziati dalle campiture. Sullo sfondo l'Altipiano carsico. L'area del promontorio, così come quella su cui sorge la città di Trieste, è prevalentemente in flysch dell'Eocene.

l'altro, alcuni olistoliti sono caratterizzati da un solco marino, o di battente, sommerso, traccia di un antico stazionamento del livello del mare a livelli più bassi dell'attuale.

Forma e dimensioni del solco dipendono dall'ampiezza di marea, dalla litologia, dall'energia dell'onda, dal materiale detritico presente nelle zone circostanti: a Miramare il solco, in questo caso "fossile", si trova a circa -0,5/-0,7 m di profondità sui massi più esterni. Pur non avendo dati certi, sembra che si tratti di una morfologia relativamente giovane, forse post-romana, considerando che nella zona le testimonianze archeologiche romane sommerse si trovano sempre a quote inferiori.

Bibliografia essenziale: Cucchi F., 1986; Gerdol S., 2001a; 2001b; Geos, 2000, Odorico R., Gerdol S., Furlani S. & Cucchi F., 2006.

Piattaforma sommersa di Punta Sottile

• **Punta Sottile, Golfo di Trieste,** Muggia, Trieste.
La piattaforma costiera di Punta Sottile è una morfologia legata all'arretramento della falesia che un tempo arrivava fino al mare. Presenta caratteristiche morfologiche e paesaggistiche subacquee uniche in Adriatico.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geologia marina, geomorfologia.
• **Accessibilità:** è facilmente raggiungibile in barca e osservabile con semplici immersioni (snorkeling) vista la breve distanza da riva.

DESCRIZIONE
A cura di Stefano Furlani

Questo geosito è posto al largo di Punta Sottile, tra Muggia ed il Confine di Stato. Sebbene oggi la zona di battigia sia stabilizzata dalla presenza della strada costiera, un tempo l'azione combinata del mare e degli agenti meteorici facevano arretrare la falesia dando vita ad una piattaforma costiera ampia oltre 300 m. Grazie all'effetto dell'innalzamento del livello marino, oggi si estende fino a oltre 9 metri di profondità, con caratteristiche morfologiche e paesaggistiche subacquee uniche in Adriatico.

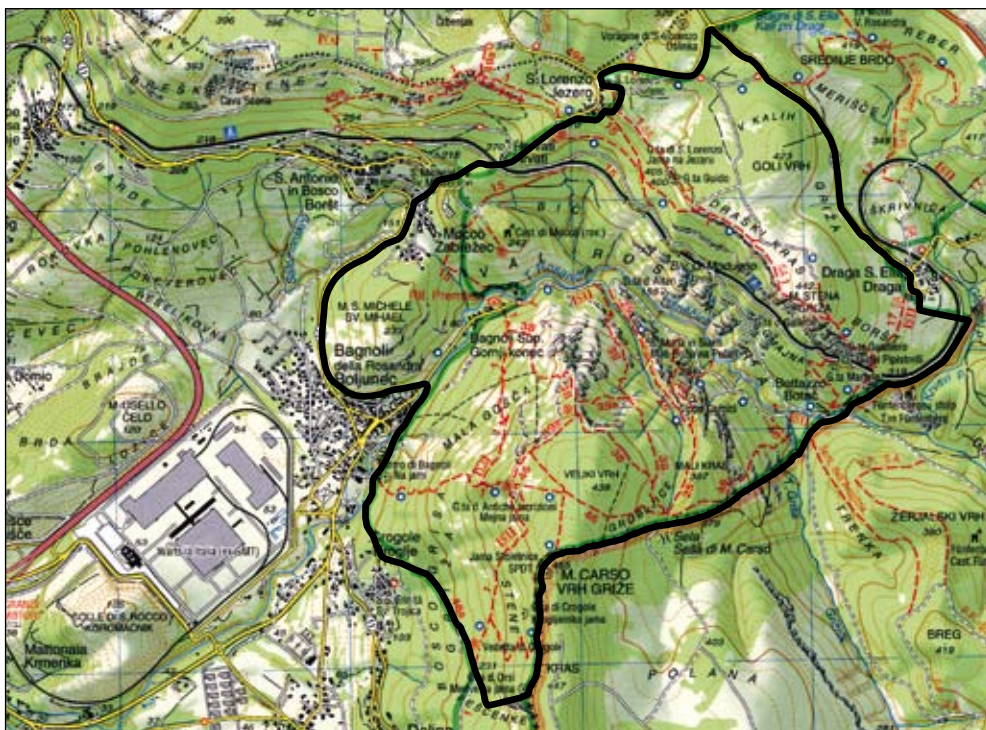
Per la regolarità della suddivisione per frattura dei blocchi di arenaria a giacitura suborizzontale che la costituiscono, è stata spesso identificata erroneamente con un "lastricato romano". Nell'area circosatnte sono comunque numerosi i resti archeologici del I sec. d.C., come moli e peschiere.

Bibliografia essenziale: Auriemma R., Frenopulos S., Furlani S., 2003; Auriemma R., Snjezana K., 2008; Furlani S., 2003a; 2003b; 2004.

La piattaforma sommersa.

La regolarità del sistema di fratture nei banchi arenacei della piattaforma sommersa ha in passato portato ad ipotizzare l'esistenza di un "lastricato romano".

Val Rosandra

• **Val Rosandra, Bagnoli,** San Dorligo della Valle, Trieste.
La Val Rosandra è una valle carsica profondamente incisa in calcari terziari. La sua origine è legata all'idrografia del settore e a un intreccio fra fattori litologici, strutturali e climatici: pieghe, faglie e sovrascorrimenti hanno guidato l'erosione e la corrosione selettive di calcari, marne ed arenarie, creando un esempio spettacolare di forme influenzate da litologia e tettonica. Inoltre, i rilievi sono interessati da estesi e maturi fenomeni carsici ipogei così da creare una singolare idrostruttura. La valle è decisamente peculiare per quanto riguarda la vegetazione, condizionata dalle particolari condizioni climatiche, per la fauna e per l'interesse legato alla sua posizione. L'interazione fra fisicità, vegetazione e locazione geografica contribuisce a farne un geosito di valenza mondiale
• **Grado d'interesse:** sovranazionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, carsismo, idrogeologia, geologia strutturale, geologia stratigrafica, paleontologia.
• **Accessibilità:** Il geosito può essere raggiunto comodamente in automobile e visitato facilmente a piedi o in bicicletta attraverso i diversi percorsi e sentieri indicati.

DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi e Luca Zini

La Val Rosandra si apre ai confini meridionali del Carso Classico ed ha caratteristiche geografiche e geologiche intermedie fra quelle dell'altopiano carsico, spianata inclinata verso mare intensamente carsificata, e quelle della Ciceria, con la sua tipica struttura a cuesta strutturale per accavallamento di faglie inverse con successione di rilievi allungati paralleli. È una valle profondamente incisa in calcari del Terziario, dalla morfologia condizionata dalla litologia e dalla tettonica, cioè da faglie e da rocce diverse su cui l'erosione selettiva ha creato una singolare idrostruttura. È l'unico esempio di valle fluviocarsica del Carso Classico triestino con idrografia superficiale ed una delle poche in Italia.

Si tratta di un geosito complesso che racchiude numerosi altri elementi di specificità (cascata e forra, paleofrana, complesso ipogeo del Monte Stena, marne transizionali, sorgenti dell'Antro di Bagnoli, sorgente Bukovec, faglia del Crinale, depositi alluvionali e detritici, Caverna degli Orsi).

Il torrente che la forma prende origine dalla confluenza di due corsi d'acqua, le cui sorgenti si trovano in Slovenia, il rio Grisa ed il torrente Glínščica, poco prima di uno spettacolare salto d'acqua di oltre 30 metri.

Dopo la cascata, con interessanti forme di sotto e retro escavazione, il Rosandra scava una profonda forra in roccia, ricca di rapide, marmitte, cascatelle, meandri incassati e vasche.

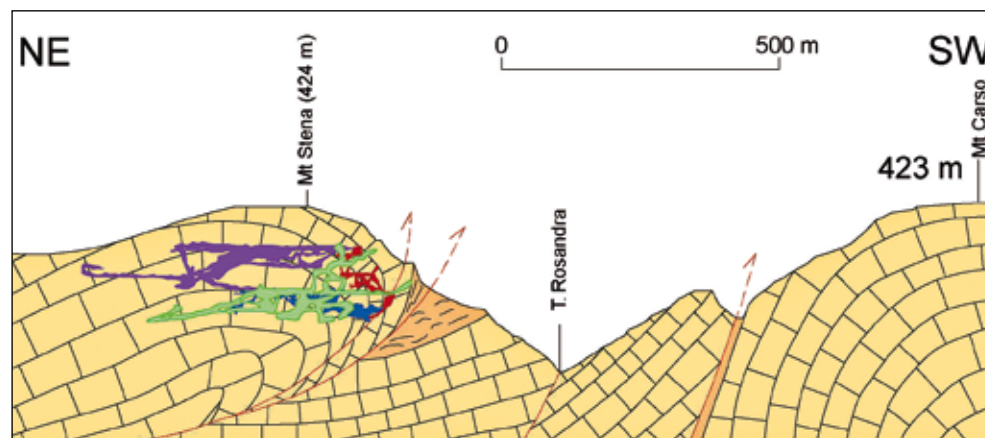
L'alveo cambia continuamente di direzione seguendo i principali sistemi di fratturazione presenti nella massa rocciosa fino all'abitato di Bagnoli della Rosandra, dove le pendenze diminuiscono ed il torrente incide le sue antiche alluvioni, fino a sfociare in mare oltre la piana di Zaule.

Il corso d'acqua è alimentano da numerose piccole sorgenti carsiche lungo il tratto in forra, anche se le più importanti, sia da un punto di vista idrologico che geomorfologico, sono in prossimità dello sbocco in pianura, presso Bagnoli.

Una immagine della forra scavata e modellata dal Torrente Rosandra. Questo tratto è caratterizzato dalla presenza di meandri e vasche.

La valle vista dalla Vedetta di San Lorenzo.

Si tratta di tre sorgenti vicinissime (la Sorgente sulla piazza o dell'abbeveratoio, la Sorgente del lavatoio e l'Antro di Bagnoli) localizzate in sinistra idrografica, nelle immediate vicinanze del Teatro comunale. Esse rappresentano in modo esemplificativo la complessità della circolazione ipogea di un territorio carsico: le sorgenti, pur trovandosi a poche decine di metri una dalle altre, drenano acque con caratteristiche idrologiche e geochimiche lievemente differenti.

La Sorgente del lavatoio e quella dell'Antro di Bagnoli, che ne è il troppo pieno, rappresentano il principale punto di risorgiva delle acque che si inabissano circa 3 km a sud, in territorio sloveno, negli inghiottitoi di Beka ed Ocizla. La Sorgente sulla piazza invece è una delle risorgive delle acque che il torrente Rosandra disperde in sinistra poco prima dello sbocco in pianura, subito a valle del cosiddetto Crinale, vallecola impostata su faglia trasversale al corso.

L'assetto geologico della valle con le cavità del Monte Stena: in viola la Grotta Gualtiero Savi, in verde la Fessura del Vento, in rosso la Grotta delle Gallerie, in blu la Grotta Martina Cucchi. Beige chiaro: calcari; beige scuro : marne transizionali.

Le vedette di Moccò e di San Lorenzo offrono una visuale privilegiata sui versanti che incombono sul torrente Rosandra, tutti movimentati da scarpate e balze rocciose, strapiombi e guglie, falde di detrito e grandi blocchi mobilizzati, espressioni di una litologia varia, di una tettonica complessa e di una notevole geodinamicità. Sono infatti le numerose faglie che imprimono ai versanti alta energia, consentendo all'erosione selettiva ed al carsismo di esacerbare le forme.

La stessa chiesetta di Santa Maria in Siaris è posta all'apice del corpo di un'antica frana generatasi per scivolamento planare di strato lungo il fianco settentrionale del Monte Carso.

Lungo la strada che da Hrvati porta a Bottazzo, affiorano diffusamente le argilliti, note anche

Il torrente Rosandra si origina dalla unione di due corsi d'acqua, le cui sorgenti si trovano in Slovenia. Poco dopo la confluenza vi è questo spettacolare salto d'acqua di oltre 30 metri.

Uno strato calcareo verticalizzato.

come "Marne a Fucoidi", che rappresentano un momento di transizione geologica, cioè l'inizio dell'annegamento della Piattaforma carbonatica durante l'Eocene con un aumento della batimetria e l'apporto di materiale terrigeno torbiditico (Flysch) che accompagna questa stessa fase, culminante con un deciso cambiamento delle condizioni paleogeografiche regionali (facies transizionali).

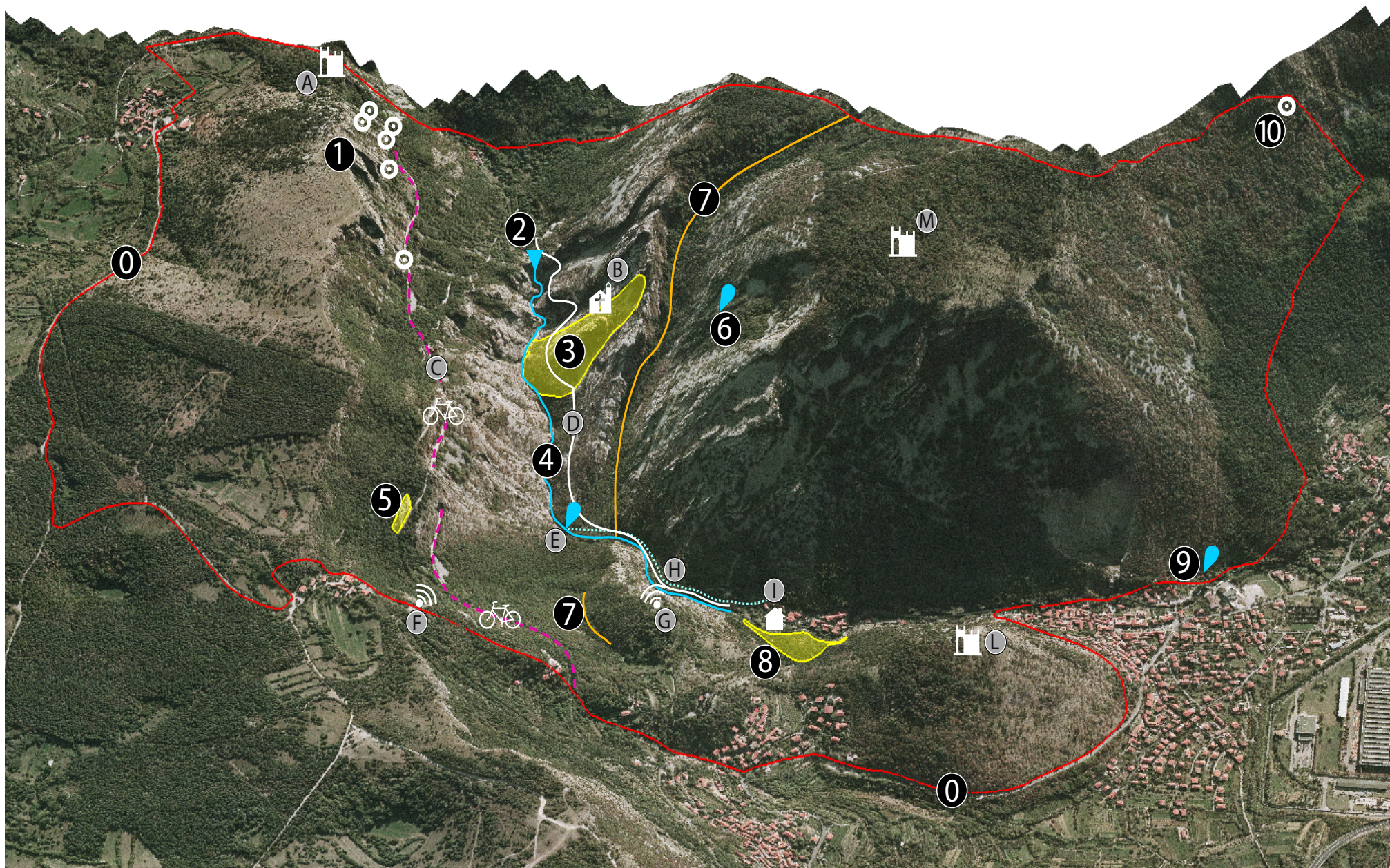
Le argilliti sovrastano i calcari fossiliferi (alveolinidi e nummuliti, gasteropodi ed echinidi) purissimi di ambiente marino costiero e precedono l'alternanza di marne ed arenarie calcareo silicatiche torbiditiche di mare profondo.

La stratificazione, praticamente suborizzontale, e l'intensa fratturazione hanno favorito forme di alterazione e di erosione di tipo calanchivo conferendo all'affioramento caratteri geomorfologici particolarmente interessanti. L'orizzonte è rimasto coinvolto nelle vicissitudini strutturali della Valle fungendo in parte da "lubrificante tettonico", per cui è minutamente suddiviso.

Occasionali mineralizzazioni ad oli minerali per alterazione della sostanza organica contenuta nelle rocce coinvolte, sono l'evidenza di alte temperature per formidabili pressioni durante le fasi di scivolamento tettonico.

È la tettonica la padrona del paesaggio: il Crinale è impostato su una faglia inversa subverticale, il Monte Carso è l'espressione morfologica di un'anticlinale che in parte evolve in una piega a ginocchio, in parte in un sovrascorrimento, il Rosandra è guidato in grande da una sinclinale (al cui nucleo verso monte vi sono le marne ed arenarie del Flysch), nel piccolo dalle lineazioni tettoniche a 45° con l'asse strutturale principale, la conca di Draga Sant'Elia è una sinclinale con asse immergente verso SE il cui fianco settentrionale è fagliato a forbice e quello meridionale (il Monte Stena) è strutturale. Gli affioramenti di Flysch evidenziano spesso strutture plicative e traslative marcate dalla diversa erodibilità delle marne e delle arenarie.

Date le peculiari caratteristiche geologiche e geomorfologiche, vista la storia geologica antica e recente della Val Rosandra, non c'è da stupirsi che all'interno dei rilievi calcarei che la bordano, siano numerose le cavità: s'incontrano ampie gallerie e angusti passaggi, grandi sale riccamente concrezionate e minuscoli vani in roccia levigata, concrezioni di tutti i tipi e potenti depositi di riempimento, testimoni di flussi imponenti e di alterne vicissitudini geologiche, depositi fossiliferi e preistorici con tracce di storia recente.

Modello tridimensionale della Val Rosandra. 0: Limite del geosito complesso della Val Rosandra, 1: Complesso ipogeo del Monte Stena, 2: Cascata, 3: Paleofrana, 4: Forra, 5: Marne transizionali, 6: Sorgente Bukovec, 7: Faglia del crinale, 8: Depositi alluvionali e detritici, 9 : Sorgenti di Bagnoli 10: Caverna degli Orsi, A: Castello di Draga S. Elia, B: Chiesa di S. Maria in Siaris, C: Pista ciclabile (ex Ferrovia Austriaca), D: Via del Sale, E: Fonte Oppia, F: Vedetta di S. Lorenzo, G: Vedetta di Moccò, H: Acquedotto Romano, I: Rifugio Premuda, L: Castelliere del Monte S. Michele, M: Castelliere del Monte Carso.

La chiesetta di Santa Maria in Siaris è situata all'apice del corpo di una paleofrana proveniente dal fianco meridionale del Monte Carso; sullo sfondo il crinale.

La scarpata costituita da depositi alluvionali e detritici visibile presso il Rifugio Premuda.

Le cavità sono più di cento e si sviluppano per quasi 20 km complessivi. La più profonda è la Fessura del Vento con 143 m di dislivello; la più sviluppata in lunghezza (ma è anche la seconda per profondità con 108 m) è la Gualtiero Savi con 4180 m, seguita dalla Fessura del Vento con 2626 m. Queste due cavità, con la Grotta delle Gallerie e la Grotta Martina Cucchi, vanno considerate come facenti parte di un unico vasto ed articolato complesso di oltre 7 km di sviluppo, risultato di un'evoluzione carsogenetica antica, guidata dalle passate condizioni geologiche ed ambientali veramente affascinante.

La Grotta degli Orsi, la Grotta di Crogole e l'Antro di Bagnoli, che si aprono nel Monte Carso, fanno a loro volta parte della complessa evoluzione del vicino Bacino di Occisla in Slovenia dalla storia anch'essa interessante e varia. La prima di queste cavità, non accessibile perchè protetta, ospita fra le concrezioni i resti ossei di una fauna preistorica del Pleniglaciale würmiano ad orsi spelei e loro prede, con tracce di frequentazione di leoni, leopardi e cacciatori neandertaliani.

I depositi storici e preistorici, i depositi fluviali intrappolati nei cunicoli e nei pozzi, le ampie ed estese gallerie riccamente concrezionate, i laghetti sotterranei, le grandi sale dal soffitto a "cassettoni" ingombre di massi e concrezioni, gli altri speleotemi descrivono un mondo ipogeo particolare se non unico. Il carsismo ipogeo, le morfologie carsiche epigee e quelle erosive, le forme di versante, i depositi di frana ed alluvionali, gli affioramenti multicolori, le sorgenti carsiche e le acque in forra, conferiscono alla Valle un fascino geologico ambientale veramente unico, costituendo con le altre peculiarità fisiche, naturali e storiche un patrimonio naturale di gran valore.

La valle era la via di transito verso l'interno nei tempi passati, ha ospitato castellieri, castelli, chiese, mulini ed acquedotti. Mix fra mare e terra, pianura e rilievi, Mediterraneo e Continente, ospita tipi vegetazionali particolari e una fauna interessante.

L'interazione fra fisicità, vegetazione e locazione geografica contribuisce a fare della Val Rosandra un geosito di valenza mondiale.

Bibliografia essenziale: Cucchi F., Forti F. & Semeraro R., 1979; Cucchi F., Finocchiaro F. & Vaia F., 1989; Cucchi F., Potleca M. & Zini L., 1998; Cucchi F., Mereu A., Oberti S., Piano C., Rossi A. & Zini L., 2005.

Imponenti stalattiti nella grande sala della Grotta Impossibile: la più importante scoperta degli ultimi anni nel Carso triestino.

Le cavità del Friuli Venezia Giulia

Franco Cucchi

L'ingresso dell'Abisso Boegan nel Foran del Muss (Monte Canin).

La nostra Regione non sfugge alla regola che vuole che mediamente almeno un quarto del territorio sia interessato da rocce carsificabili: nei 7850 km^2 di territorio regionale vi sono infatti affioramenti di rocce carbonatiche per circa 1900 km^2. I rilievi occupano circa 5000 km^2, ciò significa che quasi il 40% dei rilievi regionali è interessato da fenomeni carsici più o meno intensi e diffusi, tanto che alcune delle aree carsiche regionali, il Carso Triestino e il Massiccio del Monte Canin ad esempio, sono famose nel mondo per lo sviluppo delle morfologie epigee ed ipogee.

Sono state scoperte e accatastate finora più di 7000 cavità (al 31 agosto 2009 le grotte note erano 7206), con una densità media di più di tre grotte per km^2 carsificabile. Densità che in alcune aree è notevole e raggiunge punte di 70 cavità/km^2 (nel Carso ad esempio) con valori record di 264 cavità/km^2 sull'altopiano del Col delle Erbe (Monte Canin). Altrettanto diffuse sono le forme carsiche epigee quali le doline, i campi solcati, le grize, che spesso raggiungono dimensioni e tipologia veramente notevoli.

Le aree carsiche sono in genere aree "difficili": la morfologia tormentata, la scarsa se non nulla copertura terrosa e vegetazionale, la mancanza d'acqua, scoraggiano l'uomo dall'utilizzarle e rendono molto onerose le opere di urbanizzazione. Tuttavia anche le aree carsiche sono sempre più spesso soggette alle attenzioni umane, non sempre rispettose delle peculiari caratteristiche fisiche. L'incremento delle necessità, l'esigenza di destinare ad attività produttive territori sempre più ampi stanno spingendoci ad "occupare" anche queste aree, molte delle quali finora si erano difese da sé.

Solo alcune cavità hanno a tutt'oggi una qualche forma di tutela: quasi tutte sono alla mercè dei proprietari dei terreni in cui esse si aprono, quasi tutte sono a disposizione incontrollata di chicchessia.

Ad onor del vero, la nostra Regione, antesignana in Italia, con la legge regionale n° 27 del 1 settembre 1966, emanò "Norme di integrazione della Legge 29 giugno 1939/1497 per la tutela del patrimonio speleologico della Regione Friuli Venezia Giulia" che riconoscevano l'esistenza delle grotte e l'importanza dell'attività speleologica, a supporto dell'unica legge che in Italia prevede la "tutela delle cose d'interesse artistico, storico, archeologico o etnografico, comprese le cose che interessano la paleontologia, la preistoria e le primitive civiltà" italiane e, all'articolo 1, la "protezione delle cose immobili che hanno cospicui caratteri di bellezza naturale o singolarità geologica".

Come corollario alla sua legge, la Giunta Regionale il 6 marzo 1995, con la delibera n. 919, incluse 32 grotte nell'elenco dei beni tutelati. Queste cavità, i cui ingressi cadono

tutti nel territorio delle Province di Gorizia e Trieste, fanno parte di un elenco di 250 cavità regionali particolarmente meritevoli di venir tutelate con provvedimento di vincolo paesaggistico o archeologico stilato dal Catasto delle Grotte del Friuli Venezia Giulia negli anni '90. Elenco che andrebbe aggiornato sulla base delle nuove scoperte speleologiche, talune delle quali hanno messo in luce nuovi tesori ipogei, ad alta valenza geologica, geomorfologica o idrogeologica (se non anche naturalistica, botanica e archeologica). Elenco dal quale bisognerebbe ulteriormente enuclearne altre che hanno urgente necessità di tutela essendo sottoposte a forte pressione antropica.

Nel repertorio dei geositi regionali, si sono volutamente trascurate le cavità, nel senso che non si è proposta nessuna cavità come geosito specifico. Ci si è limitati a citare le cavità più significative presenti nel territorio competente ai geositi areali o complessi e quelle importanti prossime ai geositi in genere e riportare le schede illustrative delle tre cavità naturali della Regione che sono già oggetto di utilizzo turistico e le loro peculiarità, quindi, sono a disposizione di chiunque voglia visitarle.

Distribuzione delle cavità naturali in regione.

numero di catasto regionale delle grotte e nome delle cavità già sottoposte a vincolo paesaggistico

1	GROTTA DI PADRICIANO
5	ABISSO SOPRA CHIUSA
22	GROTTA DELLE TORRI DI SILVIA
31	GROTTA ERCOLE
34	GROTTA AZZURRA
64	GROTTA BAC
73	GROTTA NELL'ORTO
74	ABISSO DI FERNETTI
75	GROTTA NEMEC
76	ANTRO DI BAGNOLI
78	GROTTA DI TERNOVIZZA
173	CAVERNA POCALA
290	GROTTA DELLE GALLERIE
724	GROTTA COSTANTINO DORIA
781	ABISSO DEI CRISTALLI
829	GROTTA ANTONIO FEDERICO LINDNER
930	FESSURA DEL VENTO
1255	GROTTA DEL DIO MITRA
1295	CAVERNA A S DEL MONTE STRAZA
1525	GROTTA ARNALDO GERMONI
1639	ABISSO RICCARDO FURLANI
1844	GROTTA DEL TIMAVO
2328	GROTTA REGINA DEL CARSO
3574	GROTTA DELL'EDERA
3949	GROTTA TOM
4136	ABISSO MASSIMO
4137	GROTTA DELLE MARGHERITE
4168	GROTTA DEL MAESTRO
4215	GROTTA DEL PARANCO
4709	ABISSO SAMAR DI RIKY
4800	GROTTA MARILENA DEL GOBBO
5070	GROTTA CLAUDIO SKILAN

numero di catasto regionale delle grotte e nome delle cavità per le quali è stato proposto (1996) vincolo paesaggistico

3	GROTTA DI TREBICIANO
4	GROTTA DI S. GIOVANNI D'ANTRO
5	ABISSO SOPRA CHIUSA
7	GROTTA DI BARMAN
8	GROTTE VERDI DI PRADIS
10	GROTTA DEI MORTI
11	FORAN DI LANDRI
13	GROTTA DOVIZA
15	BUS DE LA LUM
16	GROTTA NEL BOSCO DEI PINI
17	BUSA DAI CORVAZZ-GROTTA DI TORLANO
20	FONTANON DI GORIUDA
22	GROTTA DELLE TORRI DI SLIVIA
23	GROTTA NOE'
28	ABISSO MARTEL
30	GROTTA CLEMENTINA
33	GROTTA DELL'ORSO
34	GROTTA AZZURRA
46	GROTTA DI TAIPANA
59	GROTTA PLUTONE
61	SORGENTE DEL GORGAZZO
63	GROTTA DEL CERNI PATOK-DI VEDRONZA
75	GROTTA NEMEC
78	GROTTA DI TERNOVIZZA
79	RIPARO MARCHESETTI
80	GROTTA DI VISOGLIANO
87	CAVERNA DELLE MURA
89	GROTTA DELL'ALCE
93	CAVERNA TRIPOLI
94	GROTTA VERDE
100	ABISSO DELLA VOLPE
101	ABISSO FRA FERNETTI E ORLE
106	JAMA JABLENZA
107	GROTTA ROMANA
110	GROTTA DI VIGANTI
117	ABISSO DEL DIAVOLO
119	ABISSO PRESSO OPICINA CAMPAGNA
122	FORAN DES AGANIS
125	GROTTA DI BORIANO
126	ABISSO DEL COLLE S. PRIMO
127	GROTTA NEL BOSCO DI LESIS
133	GROTTA DEL MONTE GURCA
139	GROTTA DI MONTEPRATO
141	LA CHIANEVATE
142	FONTANON DEL RIU NERI
145	GROTTA LESA
146	CAVERNA CATERINA
148	GROTTA DEL PETTIROSSO
151	JAMA COTARIOVA
155	CIASTITA JAMA
159	VORAGINE DI S. LORENZO
162	GROTTA DEGLI OCCHIALI
164	GROTTA GRANDE - VELIKA JAMA
165	GROTTA PRESSO LA CENTRALE DI TIMAU
167	FORNAT DI MEDUNO
173	CAVERNA POCALA
176	GROTTA DI PRE OREAK
183	VORAGINE DI TA NA GABRICE
184	GROTTA SOPRA LE SORGENTI DI AURISINA
202	GROTTA DEI CACCIATORI
214	POZZO PRESSO S. GIOVANNI DI DUINO
215	POZZO DEI COLOMBI DI DUINO
219	PIGNATON DI GROPADA

222 GROTTA SERCETOVA
229 CIASE DE LIS AGANIS
234 CAVERNA DI LANDRI
255 BUCA DELL'ORSO
257 GROTTA DI CROSIS
277 GROTTA PRESSO LA CISTERNA DI GROPADA
278 GROTTA SOTTO IL DIRUPO
292 CAVERNA IN VAL ROSANDRA
294 ANDRI BLANC
301 GROTTA SOTTO IL NAHRAD
310 CIONDAR DES PAGANIS
315 GROTTA S. PARETE NW DEL MONTE CARSO
317 SUOSTERIOVA JAMA
334 PICCOLA POCALA
335 GROTTA DI VAL SAISERA
346 FOVEA MALEDETTA
352 INGHIOTTITOIO DELLA FONTANA RUGAT
393 ABISSO DI BONETTI
395 ABISSO AD E DELLA STAZIONE DI AURISINA
401 GROTTA DEL MONTE DEI PINI
404 CAVERNA VERGINE
405 CAVERNA GENERALE RICORDI
407 GROTTICELLA DEL FONTANON DI TIMAU
408 GROTTA DELLA CAVA DI PAPIPANO
410 ABISSO 2° DI GROPADA
412 GROTTA SOTTOMONTE
419 GROTTA ALEXANDERHOHLE
424 GROTTA PRESSO SAMATORZA - COSMINI
444 JAMA BERLOVA
460 CAVERNA A N DI S. CROCE
463 CAVERNA SUL MONTE S. LEONARDO
467 GROTTA GIALLA
476 CAVERNA MOSER
481 CAVERNA DELLE TRE QUERCE
492 CAVERNETTA DELLA TRINCEA
499 GROTTA DEL BERSAGLIO MILITARE
500 GROTTA DEL FRASSINO
501 CAVERNA DEI CICLAMI
502 GROTTA DELLA FINESTRA
504 GROTTA DELLE PORTE DI FERRO
507 BUS DEL CASTIU - LA FOOS DI CAMPONE
515 FOSSA DEL NOGLAR
516 CAVERNA 1° DELLA FORRA
518 CAVERNA 2° DELLA FORRA
520 CEVOLA DI BATTEI
526 GROTTA VITTORIA
527 GROTTA DEI PIPISTRELLI
535 GROTTA DI CROGOLE
542 GROTTA DELL'ELMO
551 GROTTA NATALE
569 GROTTA DELLE PERLE
574 CAVERNA MAINARDA
576 ABISSO DI SAMATORZA
605 GROTTA DI CHIALDUIS
633 GROTTA DI OSGNETTO
703 ABISSO SILVANO ZULLA
720 GROTTA DEL PETTINE
731 GROTTA DELLA FORNACE
733 ABISSO CARLO DEBELJAK
759 INGHIOTTITOIO DELL'OSTERIA DI GERCHIA
771 GROTTA PRESSO LA PESCHIERA
786 GROTTE DELLA VALCELLINA
798 GROTTE DI LA VAL
805 INGHIOTTITOIO DI FORNEZ
905 ABISSO DELLE PARADISE
906 ABISSO DI RUPINGRANDE
908 GROTTA DI MERSINO ALTO
939 GROTTA NUOVA DI VILLANOVA
940 GROTTA SOTTO IL FICO
942 RISORGIVA 1° PRESSO MINERES
947 GROTTA PRIAMO
950 INGHIOTTITOIO DI MINERES
955 CAVERNA DEGLI ZINGARI
966 GROTTA DELLE ANTICHE ISCRIZIONI
976 INGHIOTTITOIO DI TINEI
978 GROTTA A S DEL MONTE GURCA
1006 GROTTA CINQUANTAMILA
1020 HOLOPWA JAMA
1021 GROTTA 1° A SW DI MONTEFOSCA
1047 ABISSO SILVIO POLIDORI
1103 GROTTA DI ATTILA
1113 GROTTA DEL CANE
1142 GROTTA 2° NELLA FORRA DEL RIO MOLIN
1147 GROTTA DELLA NEVE
1164 GROTTA BENEDETTO LONZA
1178 GROTTA PREISTORICA DI S. CROCE
1191 GROTTA PRESSO SAGRADO
1231 GROTTA ELICOTTERO
1249 INGHIOTTITOIO DELL'ARCO NATURALE
1255 GROTTA DEL DIO MITHRA
1314 ABISSO MARINELLI
1315 GROTTA DELL'URAGANO
1362 GROTTA BENUSSI
1371 GROTTA SOPRA LE MOELIS
1386 ABISSO DELLA CAVA FACCANONI
1456 GROTTA POD LANISCE
1463 ABISSO ENRICO DAVANZO
1471 POZZO 2° AD ENE DEL COL DELLE ERBE
1487 ABISSO MICHELE GORTANI
1497 ABISSO RODOLFO BATTELINI
1550 GROTTA DELL'ANSA
1571 CAVERNA A N DI VISOGLIANO
1578 CAVERNA PRESSO VISOGLIANO
1587 GROTTA DEI CRISTALLI
1593 RISORGIVA 2° PRESSO MINERES
1610 INGHIOTTITOIO DI JURIS
1671 RISORGIVA DI EOLO
1688 GROTTA DELLA TARTARUGA
1709 RISORGIVA DELL'ACQUA NEGRA
1745 GROTTA FRANCESCO
1777 RISORGIVA DEL COL DEL SOLE
1844 GROTTA DEL TIMAVO
1930 ABISSO GIANNI CESCA
1969 MEANDRO DEL PLUCIA
2297 GROTTA PRESSO LA QUOTA 36
2334 CAVERNA DI OSOPPO
2363 ABISSO DI RUG DOBIE
2370 GROTTA DI CANEBOLA
2378 ABISSO A S DEL MONTE SPRIC
2391 GROTTA ANDREA
2438 CHIASE DAI CORVAS
2491 INGHIOTTITOIO A NW DI BATTEI
2552 GROTTA DI MULIN VECCHIO
2588 L 18
2627 GROTTA DI ARTEGNA - BUS DE JASBINE
2671 CAVERNETTA PRESSO LE TRE QUERCE
2713 POZZO DEI FRARI
2876 ABISSO CLAUDIO COCEVAR
2913 RIPARO ZACCARIA
2999 GROTTA DI BIARZO
3010 FONTANON DEL RIO DEI LAZ
3156 GROTTA IN LOCALITA' POMOCILO
3178 FONTANONE DEL RIO SIMON
3195 GROTTA DI MONTEFOSCA
3269 RIPARI PRESSO IL CRET DI MARTIN
3278 BUS DE LE ANGUANE
3351 GROTTA DEL MONTE BRISCHIS
3501 RISORGIVA SOTTO IL MONTE SART
3506 POZZO DEI BELLUNESI
3537 GROTTA DI MONTEMAGGIORE
3670 GROTTA SOTTO LA CHIESA DI S. ANDREA
3819 GROTTA DI PALIS
3878 GROTTA 1° DEGLI STALLI GRIGNES
3880 GROTTA IN LOCALITA' PODLODINZ
3895 GROTTA EGIDIO FERUGLIO
3896 FONTANIN DEL FRATTE
3949 GROTTA TOM
3976 ABISSO DELL'ANGELO
3982 GROTTA DEGLI STAVOLI PRA DI STEPPA
3988 BUSE DAL TODESC
4169 GROTTA STALLA SCURC DI PROSSENICCO
4179 GROTTA A S DEGLI STALLI GRIGNES
4234 ABISSO KLONDIKE
4249 ABISSO DELLE KLOCE
4255 ABISSO LIVIO PASTORE
4257 ABISSO DEGLI INCUBI
4378 FONTANON DEL TASSEIT
4379 RISORGIVA DELLA VAL ZIMOR
4400 CAVERNA DEI VASI
4536 GROTTA PIASENTINA
4544 GROTTA AD EST DI TARPEZZO
4565 GROTTA FAET
4582 GROTTA DI MONTE CROCE CARNICO
4669 GROTTA DEI DUE AMICI
4689 GROTTA DELLA GALLERIA ALICE
4820 GROTTA RICOVERI CANTORE
4897 ABISSO DELLA NEVICATA
4909 GROTTA DELLA NAVICATA
4925 INGHIOTTITOIO DEL LAGO DI DOBERDO'
4933 ABISSO DI SGONICO
4935 ABISSO GUY NETSER
4955 GROTTA 1° VIVISCE
4957 GROTTA 2° VIVISCE
4992 GROTTA DELLE ECCENTRICHE
5080 GROTTA GUALTIERO SAVI
5087 GROTTA ANDREA BARUZZA
5207 LA MITICA

numero di catasto regionale delle grotte e nome delle cavità di recente scoperta per le quali sarebbe opportuno proporre vincolo paesaggistico

213 GROTTA DELLE TORRI DI SAN PELAGIO
290 GROTTA DELLE GALLERIE
930 FESSURA DEL VENTO
984 GROTTA SUPERNOVA DI PROSECCO
1904 ABISSO DEL COL DELLA RIZZA
2140 GROTTA GABOMBA
2305 GROTTA MERAVIGLIOSA LAZZARO JERKO
4910 GROTTA MARTINA CUCCHI
5126 ABISSO DELLE CASERMETTE
5410 GROTTA NORMA COSSETTO
5577 ABISSO NET 10
5574 ABISSO FINDUS
5806 GROTTA NINO PRETE
5834 ABISSO DEL LARICETTO
5947 ABISSO LED ZEPPELIN
6114 GROTTA MAGICO ALVERMAN
6145 ABISSO DEL PERO
6800 GROTTA IMPOSSIBILE
6977 GROTTA MITZI
6987 GROTTA BONGARDI
ABISSO LUCA KRALJ
POZZO A NW DI GROPADA
SISTEMA GROTTA CARLO E ZITA

Grotta Nuova di Villanova

• **Villanova delle Grotte,** Lusevera, Udine.
La Grotta Nuova di Villanova - con un percorso, in parte turistico, lungo oltre 8 km - si è generata al contatto fra un bancone calcarenitico ed i sottostanti livelli di arenarie e marne del flysch e, nella sua evoluzione, si è sviluppata soprattutto proprio all'interno dei livelli marnoso-arenacei, grazie ad un'azione prevalentemente meccanica dell'acqua piuttosto che chimica. La cavità è turistica e, oltre al percorso attrezzato, è possibile seguire escusioni "speleologiche".
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, carsismo, idrogeologia, geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** l'ingresso "storico" di questa cavità si trova nel paese di Villanova delle Grotte, poco distante dalla chiesa. Per le visite turistiche viene però utilizzato il più recente ingresso "nuovo" che si raggiunge dalla strada che collega Villanova a Lusevera, all'altezza del bivio per Borgo Viganti (Bar Terminal).

DESCRIZIONE
A cura di Andrea Mocchiutti e Giuseppe Muscio

Villanova delle Grotte: già il nome dice quale sia l'elemento caratterizzante di questo paese, ma pochi sanno che già alla fine dell'Ottocento venne qui esplorata la Grotta Dovizia (o grotta vecchia di Villanova) nella quale i pionieri della speleologia friulana rilevarono oltre 2 km di gallerie, facendone - nel 1906 - la grotta più lunga d'Italia.

Nel 1925 la casuale scoperta di un pozzetto porta ad individuare quella che sarà poi conosciuta come Grotta Nuova di Villanova e che si sviluppa sotto il paese con oltre 8 km di gallerie.

Trasformata in grotta turistica pochi anni dopo la sua scoperta, è stata negli ultimi decenni oggetto di interventi per favorirne la fruizione sia da parte dei turisti che degli escursionisti che vogliono provare l'emozione di un viaggio nel mondo sotterraneo.

Ricca di concrezioni, la cavità alterna ampie gallerie a vasti saloni caratterizzati dalla presenza di molto materiale di crollo. La specificità di questa grotta risiede nel fatto che essa si sviluppa non nel calcare (la roccia in cui tipicamente si verifica il fenomeno carsico) ma nel flysch, una alternanza di livelli marnosi ed arenacei, al cui interno sono presenti potenti banconi (diversi metri di spessore) di calcareniti, rocce che hanno la stessa composizione chimica dei calcari (carbonato di calcio). La formazione interessata è quella del Flysch di Grivò datata al Paleocene p.p.-Eocene medio.

Le acque scorrono quindi al contatto fra queste due rocce diverse e la grotta si è sviluppata in gran parte nel flysch e in parte nel bancone calcarenitico. Chi percorre la grotta riconosce con facilità le differenze morfologiche.

Nella cavità sono installate strumentazioni per lo studio delle maree crostali e per il rilevamento di spostamenti dovuti alla tettonica recente.

Le acque raccolte dai diversi rami della grotta si raccolgono in un sifone finale e prove di colorazione hanno dimostrato che vengono a giorno

La Sala Regina Margherita è il punto più caratteristico della Grotta Nuova di Villanova. Si tratta di un ampio vano di crollo, riccamente concrezionato.

Le stalattiti si sviluppano spesso allineate lungo le fratture della compagine rocciosa.

in due sorgenti (Peschiera e Mustigh) nel fondovalle del Torre presso Lusevera e, forse, alimentano anche la Grotta di Vedronza che si apre lungo la strada che segue lo stesso torrente Torre.

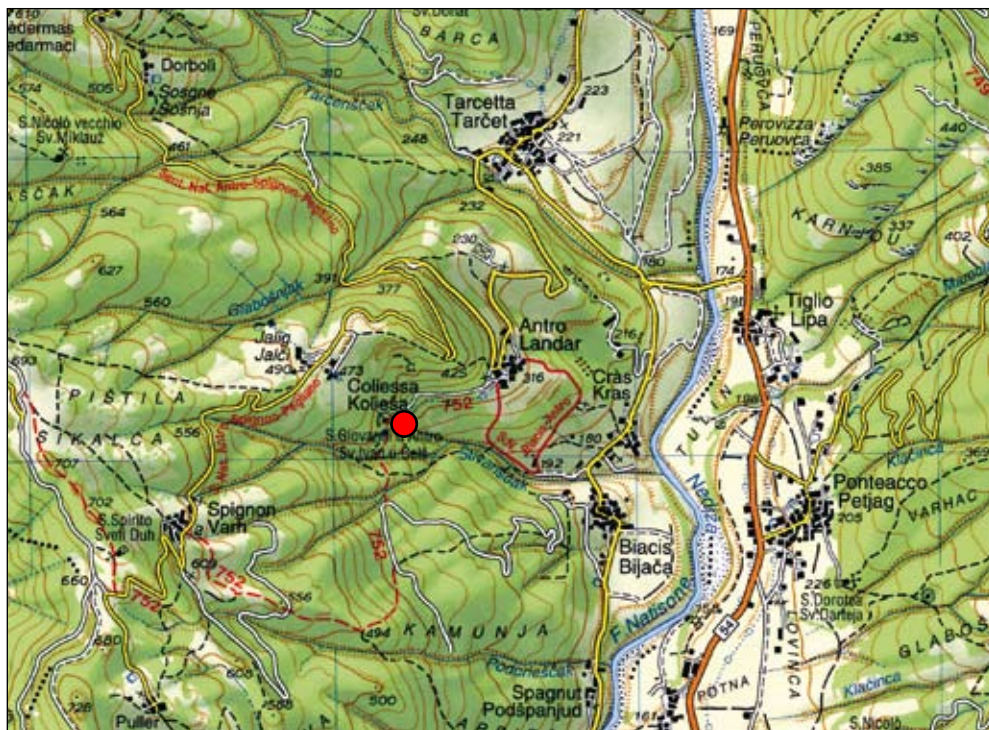
Queste sorgenti raccolgono anche le acque della vicina Grotta Dovizia e, probabilmente, della Grotta Feruglio che si sviluppa a poca distanza dall'ingresso turistico della Grotta Nuova di Villanova e che presenta le stesse caratteristiche morfologiche.

Bibliografia essenziale: Feruglio E., 1954; Muscio G. (a cura di), 1996; 2008.

In più tratti, in particolare lungo la Galleria Principale, è possibile notare il canale di volta nel bancone carbonatico che costuituisce il soffitto della galleria, mentre la stessa si sviluppa nei livelli del flysch.

Il torrente che percorre la cavità mette in risalto le differenze fra i livelli del flysch.

San Giovanni d'Antro

• **Antro,** Pulfero, Udine.
La parete rocciosa nella quale si apre la Grotta di San Giovanni d'Antro sovrasta un tratto della valle del Natisone e rappresenta l'affioramento di uno del banconi carbonatici che caratterizzano il Flysch delle Prealpi Giulie. La cavità si sviluppa per oltre 4 km ed ha un ingresso caratterizzato dalla presenza di una chiesetta medioevale e di alcune fortificazioni.
• **Grado d'interesse:** nazionale.
• **Interesse scientifico:** geomorfologia, carsismo, idrogeologia, geologia stratigrafica.
• **Accessibilità:** percorrendo la strada statale 54 che da Cividale del Friuli porta verso Caporetto in Slovenia, circa 3 km dopo San Pietro al Natisone si prende un bivio a sinistra (direzione Tarcetta - San Giovanni d'Antro) e, dopo altri 2,5 km, si giunge alla grande chiesa del paese. Da lì inizia una strada pedonale lastricata nel bosco, che dopo poche centinaia di metri porta ai piedi della lunga e pittoresca scalinata di pietra che consente l'accesso a quello che era un castello/eremo nella parete strapiombante.

DESCRIZIONE
A cura di Giuseppe Muscio e Umberto Sello

Duplice è l'interesse di questa grotta, il primo è dato dalla grande rilevanza storica del sito, il secondo dall'interesse esplorativo: in essa si è scritta una parte significativa della storia della speleologia regionale.

San Giovanni d'Antro è il luogo più importante delle Valli del Natisone per quanto concerne la storia, e rappresenta il cuore della collettività che abita questi luoghi per religiosità, leggende, tradizioni e cultura. L'ampio ingresso domina strategicamente la media valle del Fiume Natisone e la strada che, fin dalla fondazione di Aquileia collegava il Friuli orientale con il Norico. L'ingresso venne fortificato dai Romani, che eressero un *vallum* per sbarrare il percorso ai barbari invasori. La struttura venne modificata nel tempo e ad essa venne aggiunta la chiesetta che ha subito continue modifiche.

Dietro l'altare comincia il percorso turistico che penetra per circa 300 metri nelle viscere della montagna, superando laghetti e vaschette e seguendo l'andamento pressoché rettilineo del ruscello che scaricava le acque raccolte dalle zone di assorbimento soprastanti. Ora l'acqua segue un percorso più basso e la grotta viene allagata solo in caso di forti piogge. Superata la statuetta della Madonna, inizia il percorso speleologico.

Nell'area della Grotta di San Giovanni d'Antro affiora il potente megabanco del Monte Ioanaz (banco n. 3 di Feruglio, 1925) intercalato nella successione terrigena del Flysch di Grivò (Paleocene sup.-Eocene inf.) del quale rappresenta il primo megabanco.

La cavità si sviluppa all'interno delle calciruditi e calcareniti, le unità più carsificabili, mentre solo in alcuni punti l'azione delle acque ha intaccato la parte sottostante, con meccanismi prettamente erosivi. L'alta percentuale di argilla presente sia nei clasti che nella matrice rende questa parte inferiore del banco praticamente impermeabile.

Dal punto di vista strutturale la direzione preferenziale delle fratture beanti è NW-SE che coinci-

Le strutture fortificate che, al centro del bancone carbonatico, mascherano l'ingresso della cavità. Alla loro base fuoriesce il torrente attivo solo nelle fasi di piena. Il livello di base fuoriesce alcuni metri più in basso ed era captato da un piccolo acquedotto.

La sezione della galleria del "Ramo delle vaschette".

Un tratto del "Ramo turistico".

Il laghetto poco prima di giungere alla "Sala Tellini".

L'ampio ingresso della Grotta di San Giovanni d'Antro è stato adattato come luogo di culto sin dal Medio Evo, ed è ancora oggi utilizzato a tali scopi.

de con le linee di sviluppo più importanti dei diversi tratti di cavità. Il condizionamento tettonico operato è ancora più evidente se si considera che la grotta può essere divisa in due parti: la prima, più interna, si sviluppa attorno alla quota 400-425 m, la seconda, quella verso l'uscita, attorno alla quota 375 m. Il dislivello, in corrispondenza delle Sale Tellini e Lazzarini (due enormi sale di crollo), coincide con una faglia inclinata di 60°, che porta ad un rigetto di circa 50 m (in pratica la differenza di quota fra i due tratti di cavità).

La cavità è idrologicamente attiva ma le acque percorrono il più delle volte un livello inferiore e fuoriescono in una sorgente posta una ventina di metri al di sotto dell'attuale ingresso e captata per alimentare, in passato, un piccolo acquedotto.

Bibliografia essenziale: Feruglio E., 1925b; Ponton M. & Turco S., 1997; Tunis G. & Venturini S., 1987.

Grotta Gigante

• **Carso Classicio triestino, Borgo Grotta Gigante,** Sgonico, Trieste.
Ampissima cavità ad andamento prevalentemente verticale, la "Grande Caverna presso Briščiki", segnata in catasto come 2/2VG, è una delle grotte che hanno fatto la storia della Speleologia. È la più importante delle cavità turistiche del Friuli Venezia Giulia e si apre a Sgonico (Carso Classico triestino). È attrezzata e aperta al pubblico dal 1908. È inserita nel Guinness dei Primati come caverna turistica più grande al mondo: ha una capacità volumetrica di 600.000 m^3, è lunga 130 m, alta 110 m, larga 65 m.
• **Grado d'interesse:** sovranazionale.
• **Interesse scientifico:** carsismo, geomorfologia.
• **Accessibilità:** l'ingresso turistico della cavità può essere raggiunto comodamente in automobile seguendo i cartelli indicatori.

DESCRIZIONE
A cura di Franco Cucchi e Luca Zini

La grotta si apre nei purissimi calcari cretacei che affiorano su gran parte del settore centro settentrionale del Carso Classico triestino e rappresentano il litotipo in cui i fenomeni carsici, sia epigei che ipogei, sono particolarmente sviluppati. Il suo sviluppo planimetrico complessivo è di 719 metri e raggiunge una profondità di 252 metri. Si compone di una grande sala (lunga 130 m, alta 110 m, larga 65 m) cui si accede tramite due ampie gallerie. Altre gallerie si dipartono dagli ambienti principali. L'attuale uscita turistica è una galleria, abitata dal Neolitico all'età del ferro, che sbocca sulla volta della grande caverna e presenta numerose diramazioni, una molto ampia ben presto occlusa da depositi di argilla, una riccamente concrezionata con vani in cui si sono ritrovate ossa animali.

La Grotta Gigante venne parzialmente esplorata nel 1840 da Antonio Federico Lindner nel corso delle ricerche volte a reperire l'acqua del Timavo da utilizzare per l'acquedotto di Trieste, ma per le tecniche esplorative dell'epoca un pozzo così vasto e profondo rappresentava un ostacolo insormontabile. Le prime esplorazioni della grande sala si ebbero quindi ben cinquant'anni dopo, una volta scoperto un secondo accesso presso quella che oggi è l'entrata turistica.

L'attuale ingresso venne allargato nel 1904 e, dopo alcuni anni di lavoro per attrezzare il percorso di visita, la grotta venne aperta al pubblico nel 1908. Alla fine degli anni '90 venne realizzato un sentiero che dal fondo risale lungo la parete e attraverso una galleria in parte artificiale permette di raggiungere l'uscita.

La genesi di una caverna così ampia è legata ad una serie di processi carsici che hanno operato su lunghi periodo di tempo. All'azione di dissoluzione chimica si sono affiancati processi gravitativi con grandi crolli nei volumi ampliati dall'acqua.

Nel caso della Grotta Gigante, dopo una serie di approfondimenti di gallerie per erosione ac-

La Grotta Gigante è aperta al pubblico da oltre un secolo: il percorso turistico si snoda in un enorme salone che occupa un volume di oltre 600.000 m^3.

Fra le imponenti stalagmiti che si ergono numerose dal suolo, la Colonna Ruggero, con la sua caratteristica forma, è la maggiore, raggiungendo i 12 m di altezza.

celerata durante la crisi messiniana, i crolli hanno riunito in un unico vano un pozzo, alcune caverne e gallerie sovrapposte create nel tempo in seno alla massa rocciosa. Grandi blocchi rocciosi, conseguenza di questi crolli, sono ancora ben visibili lungo la parete sinistra della grande caverna. Il prossimo passo (fra qualche centinaia di migliaia d'anni?) sarà la genesi di una dolina di crollo. La presenza di alte stalagmiti al di sopra dei blocchi dà una misura del tempo trascorso dal crollo stesso che gli studiosi calcolano in almeno 160.000-200.000 anni. All'interno della grotta sono presenti anche depositi di riempimento, rappresentati da argille gialle e rosse.

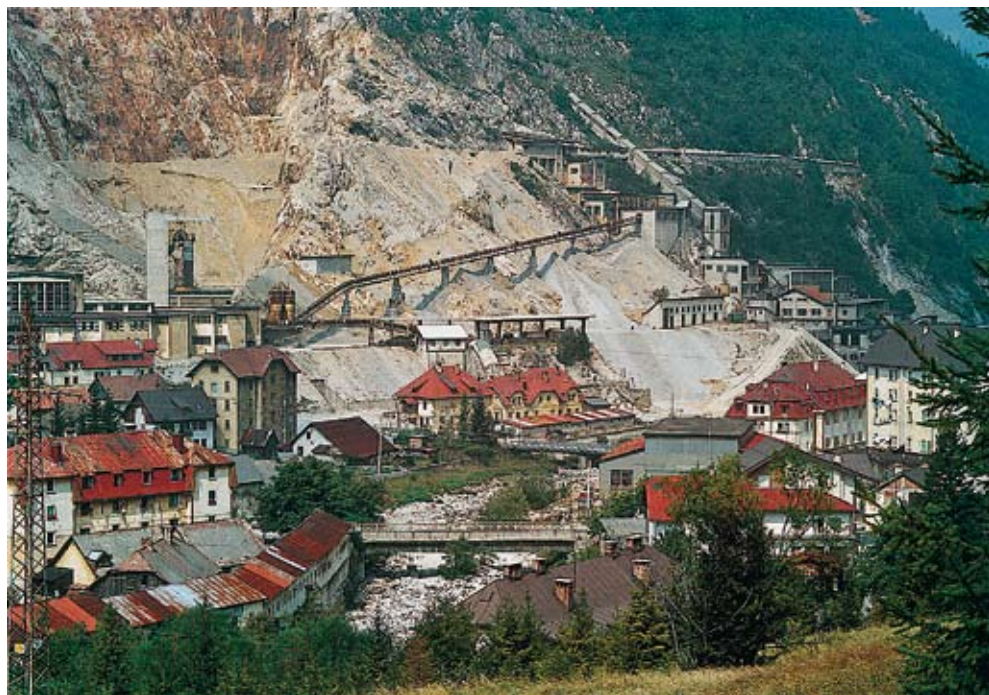
La Grotta Gigante è stata ed è tuttora sede di studi e ricerche. All'esterno è posta una stazione meteo-climatica di importanza regionale ed una stazione di misura dell'entità della dissoluzione per carsismo: una trentina di campioni di rocce diverse sono esposti agli agenti atmosferici e ne viene misurato l'abbassamento superficiale.

Per quanto riguarda l'archeologia, le prime ricerche si devono a Perco, che nel 1897 raccolse ceramica, selci, ossa di animali (fra cui anche *Ursus spelaeus*); negli anni '60 Stradi e Andreolotti portarono alla luce reperti dell'età del bronzo.

Nella Grotta Gigante Antonio Marussi, illustre geodeta dell'Università di Trieste, negli anni '60, dopo un accurato rilevamento fotogrammetrico, sistemò nella grande caverna una coppia di pendoli orizzontali per la misurazione delle deformazioni della crosta dovute alle maree terrestri. Qualche anno dopo sul fondo della grotta sono stati sistemati, a cura dell'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste, alcuni sismografi per la registrazione dei terremoti.

Bibliografia essenziale: Finocchiaro C., 1977; Marussi A., 1960.

Le miniere del Friuli Venezia Giulia

Roberto Zucchini

L'area mineraria di Riabl (Cave del Predil) negli ultimi anni della sua attività.

Nella regione sono presenti numerose aree estrattive dove in passato venivano coltivati minerali o combustibili. Le più importanti testimonianze dell'attività mineraria si incontrano nelle Alpi Carniche e Giulie e in minor misura nelle Prealpi Carniche e Prealpi Giulie, dove si possono osservare scavi a cielo aperto, gallerie e più in generale le strutture montanistiche, tutte emergenze che sono degne di essere segnalate e di rientrare in un progetto di tutela e valorizzazione.

In gran parte delle aree oggetto di sfruttamento si notano solo scavi e gallerie di modesta entità e perlopiù superficiali; esistono però dei siti dove l'attività è continuata, anche se in modo saltuario, per secoli e quindi in questi luoghi si riconoscono strutture più importanti anche se raramente ben conservate.

L'attività estrattiva non ha solo interessato minerari metallici, ma anche combustibili quali il carbone e rocce ricche di sostanza organica denominate impropriamente "scisti" bituminosi.

L'attività mineraria è sicuramente, tra tutte le attività antropiche, quella che maggiormente affonda le radici nella cultura e nelle tradizioni di un popolo e le leggende ed i toponimi, a tradizione mineraria, ne sono una evidenza. Risulta quindi difficile indicare quali sono le miniere che hanno avuto la maggiore importanza e che hanno favorito maggiormente il commercio, la lavorazione e la ricchezza di una valle o di un comprensorio: si possono quindi proporre quelle miniere che hanno avuto il maggiore sviluppo areale, che dal punto di vista paesaggistico sono degne di nota e che sono oggi visitabili.

Possiamo annoverare tra le miniere di metalli la zona mineraria del Monte Avanza splendida per i panorami d'alta quota e per essere la testimonianza dello sfruttamento minerario più antico avvenuto in regione.

Nel gennaio 778 il duca Franco Masselio dona al Monastero di Sesto al Reghena le miniere di ferro e rame e questo ci fa pensare ad uno sfruttamento già presente a Forni Avoltri nelle miniere dell'Avanza. Il minerale estratto era l'argento e, come sottoprodotto, il rame. Gli eventi bellici del 1944-45 posero fine alle ricerche ed allo sfruttamento anche a causa della riduzione del minerale presente e degli elevati costi d'estrazione.

Al Basso Medioevo si può far risalire lo sfruttamento minerario delle montagne intorno a Timau dove venivano estratti argento e rame: unica testimonianza rimasta è la galleria mineraria presente entro la cava d'estrazione del "marmo" grigio carnico a Pramosio. Più a Sud delle due precedenti aree estrattive, sempre in rocce paleozoiche troviamo l'area

mineraria di San Giorgio di Comeglians interessata da saggi ed anche da un modesto sfruttamento del minerale più comune: la barite.

Spostandoci verso Est sono note le mineralizzazione della Val Aupa, presenti nel Rio del Fous e nel Rio dell'Andri, che furono a più riprese oggetto di coltivazione della fluorite, ma solo nel 1925 si ha una documentazione attendibile e continua. Si alternano anni di produzione e ricerca a periodi di completa inattività. La ricerca ha interessato, non solo i due rii sopra citati, ma anche Crete dal Crons, Sella Cereschiatis, ed aree site fuori del bacino del Torrente Aupa quali: Rio Pecol, Rio Glazzat, Monte Glazzat e Rio del Louf. Importante, per gli arditi lavori nella forra del Rio del Fous, è la miniera presso Saps più esattamente "la miniera alta" che presenta suggestive grandi camere, pilastri e le gallerie, quasi tutte facilmente percorribili.

Presso il paese di Ugovizza si debbono ricordare le miniere del monte Cocco che tanta importanza ebbero per lo sviluppo della Val Canale dal XV secolo fino alla Prima Guerra Mondiale. Il ferro veniva importato nella Repubblica Veneta dove veniva lavorato per la produzione di utensili per l'esbosco e l'agricoltura, ma anche per la produzione di armi. Pontebba era famosa, infatti, per la produzione di archibugi e proiettili in piombo.

Per questo giacimento la tradizione vuole che fosse sfruttato già in epoca romana, ma in realtà dati certi risalgono solo ai secoli XV-XVI, quando gente del luogo o minatori provenienti dalla Stiria coltivarono delle mineralizzazioni a Nord-Ovest di Ugovizza.

Vista verso valle dalla galleria della Miniera dell'Andri in Val Aupa.

Si suppone che i primi tentativi d'estrazione fossero da far risalire al tempo del vescovo Georgius von Schaumberg abate di Bamberga (1459-75) e che i commerci fiorenti della città e i guadagni risultanti dall'industria delle miniere e dei magli indussero molti veneziani e friulani a fissare la loro dimora in territorio bamberghese Tra i più distinti rappresentanti dell'industria ferriera si annoverano le famiglie dei Paul, dei Canal e dei della Grotta che assimilando del tutto la cultura tedesca, divennero nobili grazie ai servigi prestati all'imperatore. L'importanza strategica delle miniere del Monte Cocco era comunque tale che la Germania, durante la Seconda Guerra Mondiale, tenne questa porzione del territorio sotto il proprio diretto controllo proprio per l'importanza del manganese che da essa veniva cavato, per l'industria bellica.

La sospensione dell'attività estrattiva delle miniere del Monte Cocco, avvenne nel 1946 ed ufficialmente la domanda di rinuncia fu accolta nel 1950. Dal 1956 al 1958 la SAFAU (Soc. Ferriere Acciaierie di Udine) ottenne un permesso di ricerca, eseguendo studi e rilievi magnetometrici, con risultati poco soddisfacenti.

Ora molte gallerie sono franate, in alcune si entra con difficoltà e pericolo perché le travi sono in cattivo stato e il detrito di falda preme sulle infrastrutture. Del villaggio minerario, composto di molti edifici di legno ed uno in muratura non rimane che quest'ultimo; già nel giugno 1946 tutti gli impianti della miniera erano stati smantellati e trasferiti nei giacimenti di Aosta.

Ben più importante delle precedenti è la miniera di Raibl o di Cave del Predil sia dal punto di vista storico, per lungo periodo di attività, sia per le numerose strutture ancora presenti, inoltre la miniera è stata resa turistica per un tratto di gallerie.

Non si possono poi dimenticare le miniere di combustibile, tra quelle degne di nota dobbiamo ricordare quelle ad antracite del monte Corona presso Pramollo e di Cludinico quest'ultima miniera già valorizzata dal punto di vista turistico.

Un'altra miniera che ha prodotto combustibili (in particolare ittiobenzine), è quella di scisti bituminosi del Rio Resartico nella Val Resia, miniera che è stata resa parzialmente fruibile da parte dei turisti nel tratto che riguarda la galleria di carreggio che congiungeva la zona estrattiva al villaggio minerario.

Miniera medioevale di argento di Pramosio

• **Malga Pramosio e Casera Malpasso,** Paluzza, Udine.
Si tratta di uno dei rarissimi esempi di galleria mineraria "medioevale" ben conservata nel territorio alpino.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomineralogia, mineralogia, geologia ambientale.
• **Accessibilità:** si raggiunge con facilità arrivando in macchina fino a Malga Pramosio (q. 1521 m) e da lì, con breve salita a piedi lungo mulattiera, prendendo la direzione per il Rifugio Morgante (Casera Malpasso). L'imbocco della miniera si apre ai piedi di una parete rocciosa verticale raggiungibile in circa quindici minuti di cammino dalla Casera Malpasso.

DESCRIZIONE

A cura di Roberto Zucchini e Paolo Maddaleni

L'area fra Malga Pramosio-Casera Malpasso-Monte Scarniz-Monte Avostanis in comune di Paluzza presenta mineralizzazioni che interessano i calcari carsificati del Devonico; le ricerche di minerali iniziarono certamente nel Basso Medioevo anche se la tradizione popolare vuole che le miniere fossero attive anche in epoca romana. Nell'area si segnalano molte gallerie e pozzi che hanno però perso, tranne rari casi, tutte le caratteristiche di cunicoli e gallerie minerarie a causa del loro riutilizzo durante la Prima Guerra Mondiale.

Coppadoro riportava, nel suo lavoro del 1902, una notizia inedita del 1856 che gli fu comunicata da Michele Gortani "Vi esistono tuttora due gallerie, una è presso la prima stazione della malga ed è profonda circa 40 metri, incavata nel vivo sasso; l'altra è sull'alto, nel pizzo Avostana, presso lo stagno che trovasi lungo il sentiero di Pal".

Alcune gallerie sono presenti anche nell'Avostanis, in tedesco "Blaustein", cioè roccia blu per la presenza d'azzurrite. Questa evidente colorazione ha attirato l'interesse di molti minatori medioevali che hanno scavato cunicoli non ancora individuati.

La miniera medioevale è situata sulle pendici del Monte Avostanis, nei pressi della Malga Pramosio a circa 1500 m di quota slm ed è probabilmente la prima delle due gallerie minerarie descritte dal Gortani. Essa rappresenta l'unica galleria miniera medioevale ancora integra nella sua forma originaria nelle Alpi Orientali; l'area, di proprietà regionale, è attualmente coltivata in concessione dalla ditta Bertacco Marmi s.r.l. di Vicenza che la utilizza per l'estrazione del calcare "Grigio Timau".

I minerali di rame, estratti in passato da questa miniera, più frequenti e facilmente riconoscibili nel detrito all'esterno sono: la tetraedrite argentifera e l'azzurrite anche se il rame veniva considerato un sottoprodotto del processo metallurgico orientato all'estrazione dell'argento.

La piana di Malga Pramosio e, sulla sinistra, la cava di "Grigio di Timau" nelle cui vicinanze si trova l'angusto ingresso della galleria mineraria medioevale.

L'ingresso della galleria quasi completamente occluso dai detriti.

La galleria si apre vicino all'area dove si svolge l'attività di estrazione del "marmo".

Lo scavo avveniva con il metodo dell'abbattimento con il fuoco: le sue tracce sono ancora evidenti (vista verso il fondo).

La galleria mostra una sezione ad "ogiva", tipica dell'attività mineraria medioevale, ed il soffitto piatto nell'area in scavo.

La formazione della mineralizzazione è legata alle manifestazioni magmatiche sottomarine, con arricchimento dei calcari in ioni metallo per deposizione *time* e *strata bound* ed il successivo riempimento di paleomorfologie carsiche.

L'imbocco della miniera si apre ai piedi di una parete rocciosa verticale raggiungibile in circa quindici minuti di cammino da Casera Malpasso.

Sulla parete è ancora visibile la scritta "KUNG", incisa con scalpello in epoca imprecisata. L'accesso alla galleria è parzialmente ostruito dai detriti franati dall'esterno, per cui per entrare bisogna procedere per qualche metro a carponi; la galleria rientra all'interno dell'area di cava e quindi in zona interdetta ai non addetti ai lavori.

Successivamente la sezione della galleria riprende l'altezza costante di circa 160 cm, larghezza da 55 a 80 cm e la sezione a ogiva caratteristica delle lavorazioni minerarie medioevali. Fino circa metà galleria, ove il tiraggio lo consentiva, è stata utilizzata la tecnica di abbattimento con il fuoco. Si accatastavano alla roccia delle fascine che venivano incendiate, si creavano così delle tensioni nella roccia sottoposta a riscaldamento con la formazione di fessure che rendevano più agevole la lavorazione. La tecnica utilizzata ha lasciato dei segni inequivocabili nelle pareti che risultano curve, lisce e scure. In questo tratto di galleria sono presenti degli allargamenti, a forma di catino, in corrispondenza delle mineralizzazioni. Nel tratto successivo in cui la sezione diviene più stretta invece sono evidenti i segni della tecnica di abbattimento con mazze, picche, cunei (mazzapicchio) sulle pareti.

Martello medioevale rinvenuto nella galleria di Pramosio.

Complessivamente la miniera misura una lunghezza di 33 m e termina con uno stretto cunicolo, largo appena 50 cm, ove nel detrito di fondo è stato rinvenuto un martello in ferro, ancora in corso di studio, ma presumibilmente di età medioevale.

Bibliografia essenziale: Coppadoro A., 1902; Maddaleni P. & Zucchini R., 2009; Zucchini R., 1998; 2002.

Miniera di carbone di Cludinico

• **Cludinico,** Ovaro, Udine
Dalla metà del XIX secolo a Cludinico si sono avviate attività estrattive, con l'apertura di una "miniera di carbone", abbandonate poi alla fine degli anni '50 perchè non più redditizie. Parte delle gallerie minerarie è stata recentemente ristrutturata per le visite turistiche.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomineralogia, mineralogia.
• **Accessibilità:** l'accesso è posto lungo la strada che sale verso Cludinico. Per raggiungerle e visitarle bisogna rivolgersi al Centro visite nell'abitato di Cludinico.

DESCRIZIONE
A cura di Roberto Zucchini e Giuseppe Muscio

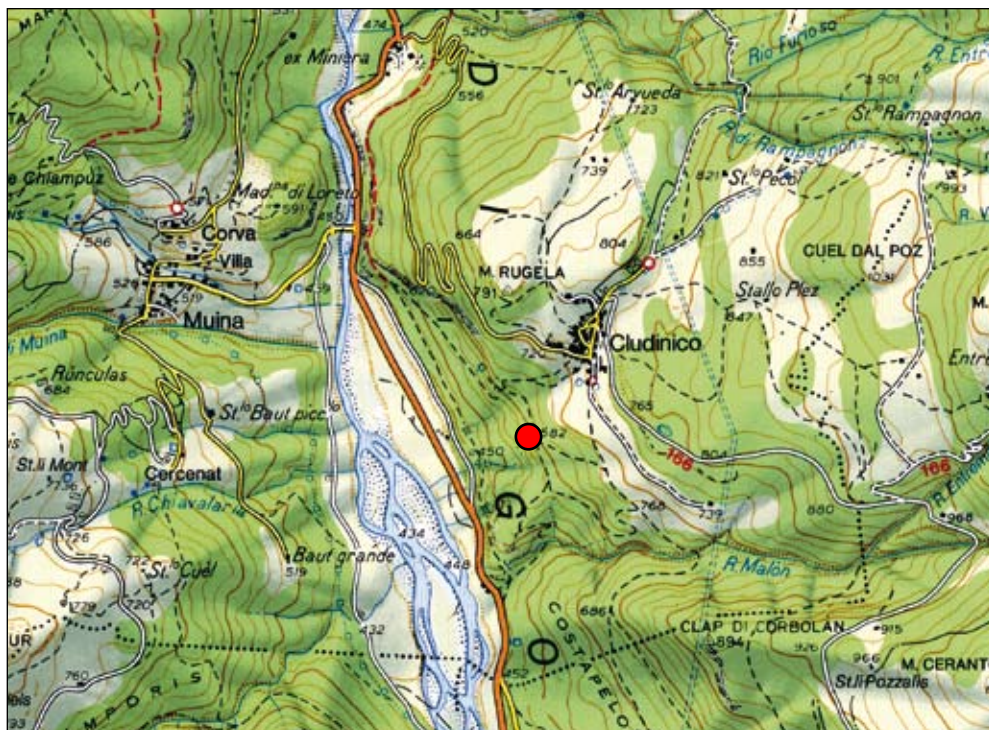
La denominazione miniera di Cludinico è comprensiva di tutta una serie di lavori minerari che interessano più zone attorno al paese di Cludinico e cioè: la miniera del Rio Malon del Rio Furioso, di Creta d'Oro e della Conca Vareton.

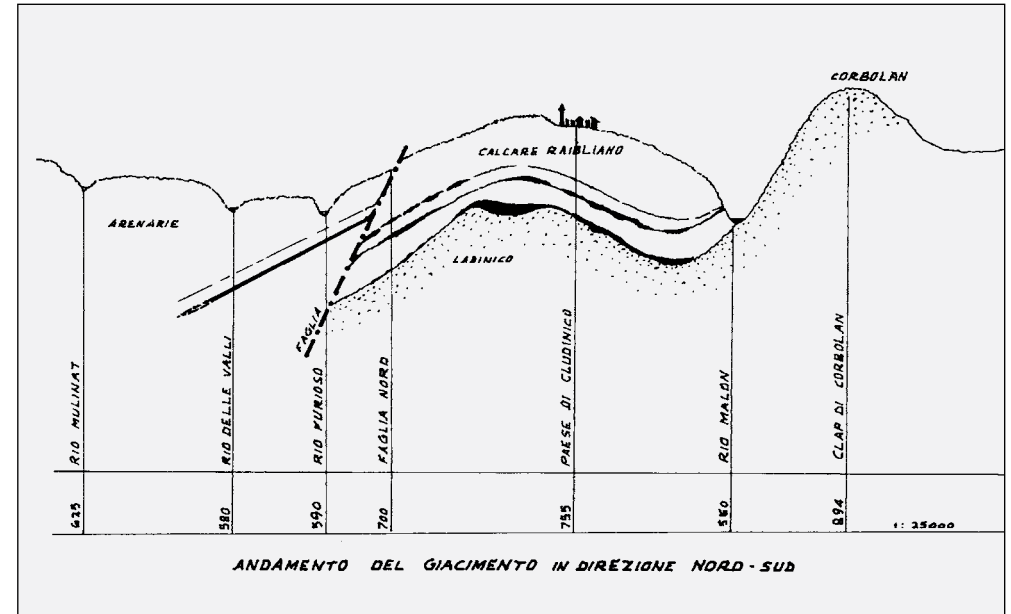
Probabilmente l'estrazione del combustibile dalle rocce triassiche, era iniziata già nei primi anni del XIX secolo ad opera di artigiani locali che si rifornivano per le proprie attività. Pare che la prima concessione, sempre in quegli anni, venne rilasciata ad un certo ing. Ruffini che fece intraprendere nel decennio 1810-20 lo scavo di una galleria denominata Ruffini.

Dati più certi iniziano quando la concessione del diritto di scavo, nella vallecola del Rio Furioso, appartiene alla Società Veneta Montanistica che, dopo numerosi saggi iniziati nel 1853, chiede l'investitura nel 1855.

L'attività estrattiva durò fino al 1865 con l'estrazione di circa 2500 tonnellate di combustibile che veniva utilizzato, in provincia di Udine, negli opifici, raffinerie e per la produzione di calce. La mediocre qualità del carbone, ricco di zolfo e con un potere calorico appena discreto, impedì il suo utilizzo nei forni fusori e come combustibile per la trazione su rotaia. I lavori vennero ripresi nel 1873 e saltuariamente continuarono fino alla fine del secolo XIX. Dopo alterne vicende la coltivazione riprende nel 1939 per raggiungere la massima produttività nel 1947.

La frazione di Cludinico, quindi, si trasformò per molti anni in un villaggio minerario, completo di dormitori, mensa e impianti vari. In totale vennero prodotte, dal 1940 al 1954, 350.000 tonnellate di carbone su una superficie di 410.000 m^2, con spessori di carbone variabili da 10 cm a 4 m.

Durante il ventennio fascista il sito minerario venne riattivato, impiegando fino a 1600 persone provenienti da tutta Italia, con una presenza media che, negli anni di massima produzione, superava le 1000-1200 persone che lavoravano su più turni.

Lo sfruttamento del carbone prevedeva di seguire i livelli mineralizzati che spesso avevano uno spessore piuttosto limitato e, così, alcuni tratti di galleria sono alti meno di un metro.

Uno degli ultimi tratti di galleria che conservano sia i sostegni lignei che le tracce dei binari lungo i quali venivano spinti i carrelli con il materiale grezzo.

Sezione geologica N-S, realizzata sulla base dei sondaggi eseguiti alla fine degli anni '30 (da Raber, 1997).

Uno dei livelli di carbone triassico che affiora nel soffitto della miniera.

Questa intensa attività di sfruttamento ha fatto sì che le gallerie abbiano raggiunto uno sviluppo complessivo di 120-150 km.

La riduzione del combustibile, gli elevati costi di estrazione e trasporto misero fine ad ogni attività nel 1957 quando si decise lo smantellamento ed il recupero di tutti gli impianti ma, di fatto, la miniera era stata definitivamente chiusa nel 1956.

Recentemente sono stati effettuati lavori per un recupero a fini culturali, didattici e turistici delle gallerie che facevano capo alla Miniera "Creta d'Oro".

Bibliografia essenziale: Raber R., 1997; Zucchini R., 1998.

Miniera di piombo e zinco di Cave del Predil-Raibl

• **Cave del Predil,** Tarvisio, Udine
Si tratta di uno dei più importanti esempi di passata attività mineraria dell'intero arco alpino con una ricchissima storia alle spalle. I minerali sfruttati furono ossidi ed idrossidi di ferro del cappellaccio, ma soprattutto solfuri quali galena e blenda.
• **Grado d'interesse:** sovranazionale.
• **Interesse scientifico:** geomineralogia, mineralogia, paleontologia, geologia ambienatale.
• **Accessibilità:** si trova nel comprensorio minerario di Cave del Predil. È possibile la visita al museo e accompagnati da guide in una parte delle gallerie di coltivazione, recentemente sistemate con finalità turistico-didattiche.

DESCRIZIONE
A cura di Roberto Zucchini e Giuseppe Muscio

Quella di Raibl è, nella nostra regione, sicuramente la miniera che ha, dal punto di vista della storia dello sfruttamento minerario, la maggiore importanza non solo regionale e nazionale ma, nella metà del XIX secolo, anche europea.

Storia delle miniere

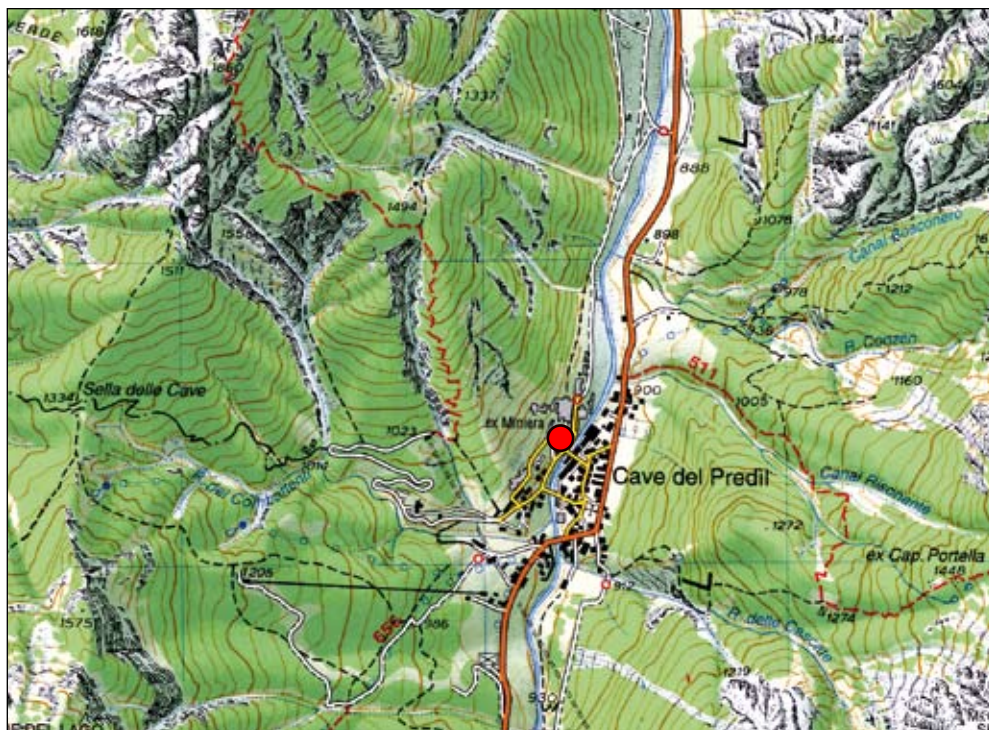
La miniera di Raibl fu sottoposta a coltivazione in epoche remote: molti autori suppongono un loro sfruttamento romano, anche se prove non ve ne sono. All'epoca medioevale si possono riferire alcune piccolissime gallerie, a sezione ogivale, alte poco più di un metro e larghe 30-40 cm

È quasi certo che lo sfruttamento minerario di Raibl, orientato prima al piombo ed in seguito allo zinco, interessò inizialmente anche il ferro, che costituisce il deposito di limonite facente parte del cappellaccio. Il ferro andava ad alimentare le fucine sorte nella Valcanale e a Weissenfels.

Alcune antiche carte geografiche indicano, infatti, la miniera di Raibl come centro di produzione di ferro, così come alcuni toponimi fanno riferimento allo stesso minerale (Rio Filaferro, Prato Filaferro).

Si parla della miniera di Raibl nel 1006, con vaghi cenni, quando i territori facenti parte della Signoria Federaun, comprendente anche il Tarvisiano, furono assegnati dall'imperatore Enrico II alla sede episcopale del Vescovado di Bamberga. Documenti sicuri risalgono all'anno 1320 quando l'imperatore Federico III, detto il Bello, rilasciò ad una compagnia di minatori la concessione di scavare minerali nei monti a Sud di Tarvisio.

Notizie sulla miniera ci provengono anche dagli intensi rapporti commerciali instaurati con famiglie della valle come la famiglia Della Grotta, proprietaria di molte fucine nella Valcanale, che nel 1540 esportava il piombo estratto nella Repubblica Veneta ed in altri mercati esteri fino in Spagna.

Dalla metà del XVI secolo, fino al 1772, si alternarono nella gestione della miniera, spesso

L'antico ingresso delle Miniere di Raibl recentemente ristrutturato. Sono stati avviati interventi di riqualificazione per l'utilizzo turistico-didattico di parte delle gallerie minerarie.

a carattere artigianale, numerose famiglie della Valcanale. Con il 1772 c'è una svolta nella gestione della miniera di Raibl, legata al progressivo assorbimento di tutte le concessioni da parte del Governo Asburgico. Con l'occupazione napoleonica, avvenuta nel 1797, anche i tecnici francesi si sono interessati alla miniera.

Grazie alla possibilità di coltivare in profondità il giacimento, l'importanza della miniera crebbe notevolmente dal 1854, fino a toccare la massima produttività dopo la metà del XX secolo. In seguito molte miniere furono accorpate e la situazione ritornò ad essere quella di due proprietari: la miniera Raibl I di proprietà erariale dell'impero austriaco, la miniera privata, che prese la denominazione Raibl II di proprietà di Schnablegger cognato di Struggl.

Dopo la morte di Schnablegger, Raibl II fu ceduta al conte Henckel von Donnersmark ultimo proprietario privato della miniera. Dopo la Prima Guerra Mondiale, la Valcanale e le sue miniere vengono annesse all'Italia.

Nel 1930 anche la miniera di Raibl fu travolta dagli eventi della "grande depressione" e il 1 maggio del 1931 venne chiusa per essere riaperta nel 1933 in seguito alla politica autarchica del regime fascista.

Nel 1947 con il trattato di Parigi il giacimento rimane allo Stato Italiano, ad eccezione della galleria di Bretto che è divisa fra Italia e Jugoslavia lungo la linea di confine del Passo del Predil.

La galleria, posta alla profondità di 250 m, fu realizzata dal governo austriaco per raccogliere le acque dei livelli bassi della miniera e scaricare le acque nel Torrente Coritenza sottopassando il Passo del Predil. La sua funzione fu anche di trasporto dei minatori da Bretto a Raibl, tanto che durante la Prima Guerra Mondiale fu utilizzata, dagli austriaci, per il trasporto di militari e munizioni.

La miniera passa, nel 1956, grazie all'acquisizione della maggioranza azionaria, sotto il controllo della Società Mineraria e Metallurgica Pertusola.

Con l'istituzione della Regione Autonoma Friuli Venezia-Giulia, decreto attuato nel 1965, la miniera sarà di competenza, non più dello Stato, ma di quest'ultima che riconferma, il 31 dicembre 1968, la concessione alla Società A.M.M.I.

Dopo vicende alterne ed in seguito alla crisi del Gruppo E.G.A.M., nel 1978 la concessione per lo sfruttamento passa alla Società S.A.M.I.M. (Società Azionaria Minero-Metallurgica) del Gruppo E.N.I., che oltre a compiere interventi di ripristino e potenziamento attua una politica di ricerca mineraria. Nel 1987 la direzione della miniera passa alla S.I.M. (Società Italiana Miniere), sempre del Gruppo E.N.I, che la condurrà fino alla sua chiusura avvenuta il 30 giugno 1991.

Le mineralizzazioni

Le strutture-trappola, che ospitano le mineralizzazioni, sono le faglie originatesi ai margini della piattaforma carbonatica triassica e interessate da un particolare regime paleoidrologico che ha ampliato le fratture e generato cavità sintettoniche, quali filoni e colonne. Sia i filoni, sia le colonne, ospitano la mineralizzazione per un tratto verticale che va dagli scisti e marne bituminose del Raibliano fin entro la "Dolomia Metallifera". Il giacimento è quindi localizzato nel Ladinico medio-superiore e nella parte inferiore del Carnico (Raibliano).

Limonite concrezionata.

La mineralizzazione rappresenta il riempimento delle fratture e cavità con la deposizione di sedimenti chimici, meccanici e concrezioni. Nelle zone del giacimento meno interessate da movimenti tettonici tardivi si sono conservate le strutture primarie e si rinvengono stalattiti di blenda e galena.

Il giacimento si può suddividere dal punto di vista giacimentologico e genetico in due parti: il "giacimento primario" a solfuri di ferro, piombo e zinco deposti dalla circolazione d'acque ricche in ioni metallo lungo le faglie e il "giacimento secondario", che è invece costituito da carbonati basici quali smithsonite ed idrozincite ed è derivato dalla lisciviazione del giacimento primario, per alterazione, trasporto e rideposizione di parti solubili dello stesso ad opera d'acque circolanti.

I minerali presenti sono in gran parte non idiomorfi e possono presentarsi con forme mammellonari o stalattitiche. Minerali abbastanza comuni sono: idrozincite, cerussite, anglesite, sfalerite gialla, rossa e nera, goethite, marcassite e pirite. La sfalerite gialla e rossa si presenta mammellonare, mentre la nera si presenta solo cristallina. In particolari condizioni di deposizione sia primaria sia secondaria si sono formati cristalli idiomorfi di galena, barite, gesso, dolomite, wulfenite, calcite, sfalerite. La galena può presentarsi idiomorfa spesso immersa nella dolomite bianca, la barite, in cristalli giallini, tappezza cavità o litoclasi formando, raramente, anche ammassi ragguardevoli. Si possono riscontrare eccezionalmente anche pirrotina, arsenopirite e cinabro.

Cristalli di plumbocalcite, una varietà di calcite dove il piombo sostituisce parte del calcio.

Attività didattiche vengono svolte all'interno delle gallerie, nell'ambito del progetto di riutilizzo del complesso minerario di Raibl-Cave del Predil.

Bibliografia essenziale: Assereto R., Desio A., Di Colbertaldo D. & Passeri L.D., 1968; Carulli G.B., Longo Salvador G., Ponton M. & Venturini C., 2002; De Marco S, Fantoni R., Ponton M. & Scotti P., 2000; Di Colbertaldo D., 1948; von Hauer F., 1857b; Zucchini R., 1998.

Miniera di scisti bituminosi del Rio Resartico

• **Testata del Rio Resartico,** Resiutta, Udine.
Interessante esempio di recupero funzionale mirato alla fruizione turistico-didattica di una vecchia miniera. Si inserisce nell'ampio quadro di proposte turistico ambientali che caratterizzano il Parco delle Prealpi Giulie.
• **Grado d'interesse:** regionale.
• **Interesse scientifico:** geomineralogia, mineralogia, geologia ambientale.
• **Accessibilità:** l'antica miniera si raggiunge a piedi da Borgo Povici lungo il sentiero CAI 702, superando un dislivello di circa 700 m. La galleria di carreggio (o collegamento) così come l'ex villaggio minerario sono stati recentemente ristrutturati a cura dell'Ente Parco e sono visitabili con guida.

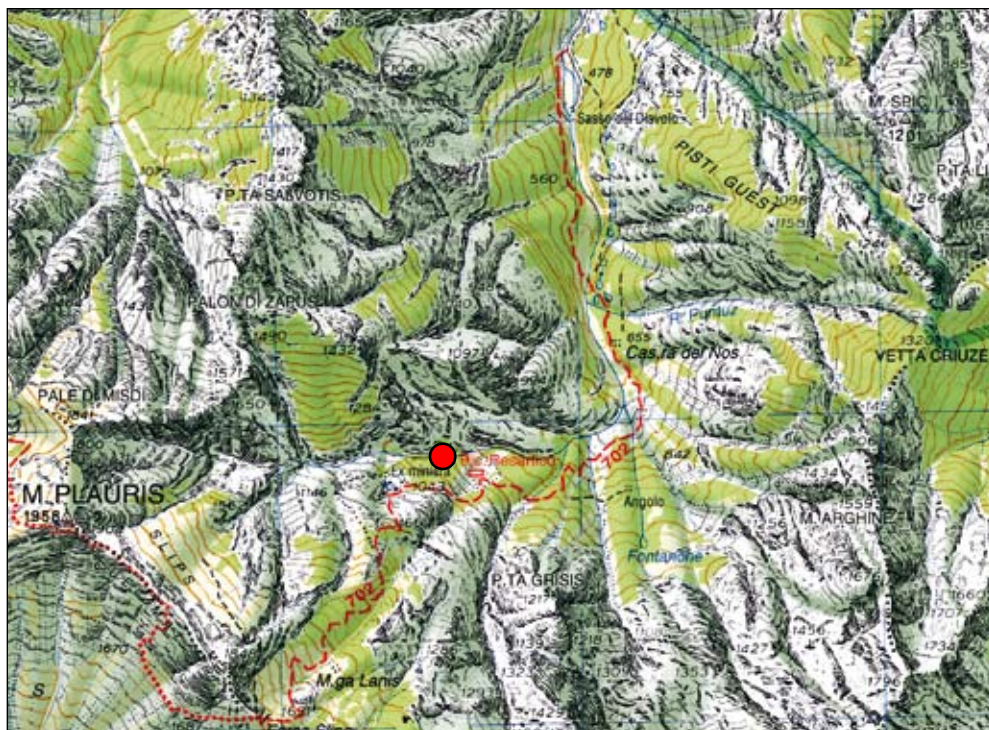
DESCRIZIONE
A cura di Andrea Mocchiutti, Giuseppe Muscio e Roberto Zucchini

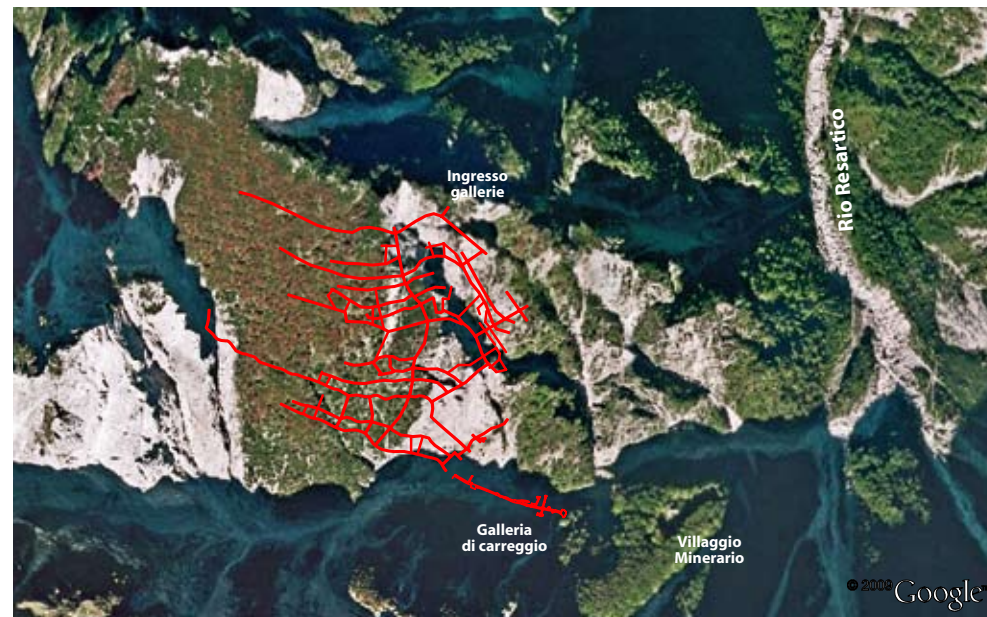
Nell'alta Valle del Rio Resartico affiorano con una certa continuità le laminiti organiche del Triassico sup. che mostrano un significativo contenuto in idrocarburi. In passato (fra la fine dell'Ottocento e la Seconda Guerra Mondiale) questi livelli sono stati utilizzati per ottenere olio e, in alcuni periodi, anche una sorta di benzina. Questo olio, ad esempio, veniva utilizzato per le lampade che illuminavano la città di Udine.

Da lungo tempo queste miniere sono state abbandonate e l'azione modellatrice dei torrenti ha profondamente modificato la morfologia delle valli rendendo inagibili gli accessi principali. Per molti anni si è considerata come raggiungibile solo la galleria di collegamento posta poco a monte dell'antico villaggio minerario, ora ripristinata. Questa galleria però, proprio per la sua funzione, non rappresenta un esempio significativo delle originarie gallerie di scavo.

Ricerche effettuate dal Museo Friulano di Storia Naturale, in collaborazione con l'ente Parco delle Prealpi Giulie, hanno permesso di individuare e raggiungere uno degli accessi al sistema delle gallerie di scavo, il cui sviluppo è di svariati km. Una lunga, difficoltosa ed a tratti pericolosa salita, conduce ad un ingresso di modeste dimensioni, circa 2 x 1,3 metri che immette in una sala; da questa si diparte quello che sulla cartografia del 1943 viene indicato come 1° livello.

Tutto il tratto di miniera visitabile si sviluppa all'interno degli strati produttivi intensamente stratificati che possiedono spessore variabile tra 1,5 e 2,5 metri, a loro volta inglobati in una massa rocciosa dolomitica e calcareo dolomitica stratificata, talvolta intensamente fratturata (Fm. del Monticello).

Gli strati di laminiti organiche sono splendidamente esposti come non è possibile vedere in alcun punto all'esterno. Si notano pieghe sinsedimentarie, sacche di materiale organico, laminiti con colori che vanno dal nocciola, al bruno, al nero. Poche le faglie, tutte con rigetti modesti; la

La miniera è stata oggetto di recupero. In particolare si è intervenuti sulla galleria di carreggio che collegava le gallerie di scavo con il villaggio minerario.

Slumping nei livelli bituminosi della Fm. del Monticello.

L'andamento delle gallerie minerarie riportato sopra una immagine da Google Earth.

La miniera del Rio Resartico presenta una costante sezione rettangolare. Alcuni tratti erano stati rinforzati a causa dei crolli che avvenivano con una certa frequenza.

I minatori all'ingresso della Miniera del Rio Resartico in una immagine degli anni '30-'40.

fratturazione è perpendicolare ai piani di stratificazione.

L'ingresso era un tempo utilizzato per lo scarico del materiale sterile lungo il pendio, da esso soffia una forte corrente d'aria proveniente dall'interno, chiaro indice di connessione con gli altri ingressi franati. Le gallerie principali hanno, mediamente, una sezione di circa 2x2 m; sul fondo sono, a volte, ancora visibili le "impronte" delle traversine in legno per i binari utilizzati per lo scorrimento dei carrelli per il trasporto all'esterno del materiale.

Gran parte delle gallerie sono prive di sostegni e il soffitto è costituito dalla piatta superficie di un piano di strato. Solo nei punti a maggiore instabilità sono presenti travature di sostegno in legname. Oltre alle gallerie principali denominate livelli, riconoscibili sul rilievo del 1943, sono presenti numerose gallerie secondarie e camere di coltivazione che presentano le più svariate forme e non sono mai sostenute da travatura.

Tutte le attrezzature trasportabili sono state prelevate dalla miniera, probabilmente già al momento del suo abbandono.

In alcuni punti sono visibili i fornelli per lo scarico del minerale, sempre posti sul lato di valle delle gallerie.

La visita a queste gallerie è comunque oltremodo pericolosa: in più punti i sostegni sono marciti e, presso l'undicesimo livello, un grande salone è sostenuto da pilastri in pietra in fase di collasso. In alcuni punti sono visibili i muri di tamponamento in pietrame a sostegno del materiale di risulta o di qualche tratto franato.

Bibliografia essenziale: Fantoni R., Longo Salvador G., Podda F., Ponton M. & Scotti P., 1998; Scotti P., 2000; Scotti P., Fantoni R., Podda F & Ponton M., 2002; Sgobino F., 1992a; 2006; Zucchini R., 1998; 2002.

Ripristino naturalistico nell'area delle Risorgive di Virco.

Riferimenti bibliografici

AA.VV. (1994) - Progetto Timavo. Atti e Mem. della Comm. Grotte "E. Boegan", 31: 23-156, Trieste.

AA.VV. (2003) - La protezione del travertino nell'Unione Europea - Criteri di studio ed esperienze gestionali. Relazioni del Workshop organizzato da: Parco Regionale Campo dei Fiori, Parco Regionale di Montevecchia e Valle del Curone e Parco delle Gole della Breggia. Brinzio, 24-25 settembre 2003.

AA.VV. (2006) - Nomination of the Dolomites for inscription on the World Natural Heritage List UNESCO.

AA.VV. (2007) - Il sistema sotterraneo Vigant-Pre Oreak (Nimis, Udine, Prealpi Giulie). Circolo Speleologico e Idrologico Friulano e Comune di Nimis, 128 pp., Udine.

AA.VV. (2008a) - Carta Geologico Tecnica Informatica. Fogli Caresana, Cividale del Friuli, Grado, Lignano Sabbiadoro, Palmanova, Gorizia, Trieste. Ed. Servizio Geologico, Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia.

AA.VV. (2008b) - Meraviglie del Friuli Venezia Giulia. 1 - Montagne e scogliere. CARSA Edizioni per Editoriale FVG, 96 pp., Pescara.

AGRICONSULTING S.P.A. (2008) - "S.A.R.A. Sistema Aree Regionali Ambientali - Costituzione del sistema regionale delle aree ambientali" del Friuli Venezia Giulia . Manuale per la Gestione delle Aree Naturali Tutelate e Piano di Gestione del SIC IT3320037 Laguna di Grado e Marano. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione Centrale Risorse Agricole, Naturali, Forestali, e Montagna, Servizio Tutela Ambienti Naturali, Fauna e Corpo Forestale Regionale.

AMODEO A., CARULLI G.B., NIMIS G.P. & SANTORINI F. (1968) - Il traforo di Monte Croce Carnico. Assess. Ind. Comm., Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, 28 pp., ed. Del Bianco, Udine.

ANSELMI M. & SEMERARO R. (1997) - Il carsismo delle Cime del Monte Musi (Prealpi Giulie). Ipogea, 2: 151-215.

ANTONIOLI F., ANZIDEI M., AURIEMMA R., GADDI D., FURLANI S., LAMBECK K., ORRÙ P., SOLINAS E., GASPARI A., KARINJA, S., KOVAČIĆ V. & SURACE L. (2007) - Sea level change during Holocene from Sardinia and northeastern Adriatic from archaeological and geomorphological data. Quaternary Science Review, 26:2463-2486.

ANTONIOLI F., CARULLI G.B., FURLANI S., AURIEMMA R. & MAROCCO R. (2004) - The enigma of submerged marine notches in northern Adriatic sea, Quaternaria Nova, VIII, 263-275.

ANTONIOLI F., FURLANI S., LAMBECK K., STRAVISI F., AURIEMMA R., GADDI D., GASPARI A., SNIEŽANA K. & KOVAČIĆ V. (2008) - Archeological and geomorphological data to deduce sea level changes during tha late Holocene in the Northeastren Adriatic. In: AURIEMMA R. & SNJEŽANA K. (2008) - Terre di mare, l'archeologia dei paesaggi costieri e le variazioni climatiche. Atti del Convegno Internazionale di Studi, 221-238, Trieste.

ARATTANO M., DEGANUTTI A.M. & MARCHI L. (1997) - Debris Flow Monitoring Activities in an Instrumented Watershed of the Italian Alps. In: Cheng-lung Chen (ed.), Debris-flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment Proc. of ASCE - First International Conference, San Francisco, California, Aug. 7-9, 1997, 506-515.

ARATTANO M., DEGANUTTI A.M., MARCHI L., CHIARLE M., FIORASO G., MORTARA G. & TURITTO O. (1996) - "Final report", U.E. contract n. EV5V-CT94-0453.

ARBULLA D., CAFFAU M., COTZA F., CUCCHI F., FLORA O., MASETTI D:, PALCI A., PIANO C:, PITTAU P., PUGLIESE N., STENNI B., TARLAO A., TUNIS G., & ZINI L. (2003) - Arret 4: La succession santonian-campanian du gisement de l'adrosaure du Villaggio del Pescatore (Karst de Trieste). In: DROBNE K., PUGLIESE N. & TAMBAREAU Y. (eds), De la Mer Adriatique aux Alpes Juliennes (Italie nord-orientale et Slovenie occidentale): un parcours géologique sans frontiéres. Ljubliana-Trieste-Tolouse.

ASSERETO R., DESIO A., DI COLBERTALDO D. & PASSERI L.D. (1968) - Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 14a Tarvisio. Poligrafia & Cartevalori Ercolano, 70 pp.

ASSOCIAZIONE ITALIANA INSEGNANTI DI GEOGRAFIA, a cura di, (1997) - Magredi e Risorgive nel Friuli Occidentale. Atti del I Convegno di Studi sul territorio della Provincia di Pordenone 20-21-22 maggio 1997. Associazione Italiana Insegnanti di Geografia. Sottosezione di Pordenone, Friuli Venezia Giulia, 203 pp.

ASTORI A. & VENTURINI C. (2005) - Evoluzione pleistocenica della media Val Pesarina (Ponte Arceons-Flaudona, Alpi Carniche). Gortania-Atti Mus. Friul. St. Nat., 26 (2004): 25-40, Udine.

ASTORI A. & VENTURINI C. (in prep.) - Paleo-idrografia mio-pliocenica del settore friulano centrale (Pinzano-Aonedis).

AURIEMMA R., FRENOPOULOS S. & FURLANI S. (2003) - Il livello del mare a Muggia duemila anni fa, Borgolauro, XXIV, 43: 39-41.

AURIEMMA R. & SNJEŽANA K. (2008) - Terre di mare, l'archeologia dei paesaggi costieri e le variazioni climatiche. Atti del Convegno Internazionale di Studi. Trieste, 8-10 novembre 2007. pp. 497.

AVANZINI M., DALLA VECCHIA F.M., MIETTO P., PRETO N., RIGO M. & ROGHI G. (2007) - A vertebrate nesting site in northeastern Italy reveals unexpectedly complex behaviour for Late Carnian reptiles. Palaios, 22: 465-475.

AVIGLIANO R., CALDERONI G., MONEGATO G. & MOZZI P. (2002) - The late Pleistocene Holocene evolution of the Cellina and Meduna alluvial fans (Friuli, NE Italy). Mem. Soc. Geol. It., 57 (2002): 133-139.

BAGNOLI G., FERRETTI A., SERPAGLI E. & VAI G.B. (1998) - Late Ordovician conodonts from the Valbertad Section (Carnic Alps). In: PERRI M.C. & SPALLETTA C. (eds.), "ECOS VII Southern Alps Field Trip Guidebook". Giorn. Geol., s. 3a, 60 (Spec. Issue): 138-149, Bologna.

BASSANI F. (1895) - Appunti di ittiologia fossile italiana. VII. Avanzi del gen. Dercetis nel calcare senoniano di Vernasso (prov. di Udine). Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, s. 2a, 7(7): 13-14, Napoli.

BERNARDIS G. & ZORZI P. (1981) - Studio geologico-tecnico in prospettiva sismica del territorio comunale - Comune di Udine, Assessorato all'Urbanistica. 2 voll, 236 pp.+6 tavv., Udine.

BERNARDIS G. & ZORZI P. (1987) - Le problematiche geologiche del colle del Castello di Udine. Rass. Tecn. Friuli Venezia Giulia, 6: 28-30, Udine.

BIANCO F., BONDESAN A., PARONUZZI P., ZANETTI M. & ZANFERRARI A., a cura di, (2006) - Il Tagliamento. Università di Udine, Cierre edizioni, Circolo Menocchio, 507 pp., Sommacampagna (Vr).

BIASIZZO L, BORLINI A. & BRAIDA L. (2008) - L'area carsica di Villanova e del Bernadia. In: MUSCIO G. (a cura di), Il fenomeno carsico delle Prealpi Giulie Settentrionali. Mem. Istit. Ital. di Spel., s. II, 20: 159-171, Udine.

BIONDI M., CACACE F. & SCHENONE R. (2000) - Gole e Canyons, Italia Nord Est. Associazione Italia Canyoning, Ed. Adriambiente, 64-67.

BOEGAN E. (1938) - Il Timavo. Studio sull'idrografia carsica subaerea e sotterranea. Ist. It di Speleologia, Memoria II, serie Geologica e Geofisica, 251 pp.,Trieste.

BONDESAN A., MENEGHEL M. (a cura di) (2004) - Geomorfologia della Provincia di Venezia. Note illustrative della carta geomorfologica della provincia di Venezia, Esedra Editrice, Padova.

BONICELLI G. (1928) - La sistemazione dei "Rivoli Bianchi" di Tolmezzo. Annali dei Lavori Pubblici, 66: 23-32.

BOZZI L. (1891) - La flora Cretacea di Vernasso in Friuli. Boll. Soc. Geol. It., 10: 371-382.

BRAMBATI A. (1969) Sedimentazione recente nelle Lagune di Marano e di Grado (Adriatico settentrionale). Studi Trentini di Scienze Naturali, sez. A, XLVI (1): 142 239, Trento.

BRAMBATI A. (1970) - Provenienza, trasporto e accumulo dei sedimenti recenti nella laguna di Marano e di Grado e nei litorali tra i fiumi Isonzo e Tagliamento. Mem. Soc. Geol. It., 9: 281-329.

BRAMBATI A. (1974) - Regime sedimentologico delle spiagge dei Banchi d'Orio (Laguna di Grado) del 1938 al 1972. Ed. Mus. Friul. St. Nat., pubbl. 24, 90 pp., Udine.

BRAMBATI A. (1983) - Modificazioni costiere nell'arco lagunare dell'Adriatico Settentrionale. Antichità Altoadriatiche, Studi Jesolani, 27: 13-47.

BRAMBATI A. (1987) - Studio sedimentologici e marittimo-costiero dei litorali dl Friuli-Venezia Giulia. Dir. Reg. dei Lavori Pubblici, 74 pp., 2 carte, Trieste.

BRAMBATI A., DE MURO S., MAROCCO R. & SELIVANOV A. (1998) - Barrier island evolution in relation to sea-level changes: the example of Grado Lagoon (northern Adriatic Sea, Italy). Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 39 (2): 145-161, Trieste.

BRAMBATI A., FONDA UMANI S., OLIVOTTI R., OREL G., PERCO F. & SPECCHI (1988) - Principi e proposte di gestione di ambienti lagunari alto adriatici: la laguna di Grado-Marano. In: Le lagune costiere: ricerca e gestione, CLEM, 157-190, Massa Lubrense (Napoli).

BRAZZATTI T. & CALLIGARIS R. (1995) - Studio preliminare di reperti ossei di dinosauri nel Carso Triestino. Atti Mus. Civ. St. Nat. Trieste, 45: 221-226, Trieste.

BRAZZATTI T., CAFFAU M., COZZI A., CUCCHI F., DROBNE K. & PUGLIESE (1996) - Padriciano section (Karst of Trieste, Italy). In: "The role of impact processes in the geological and biological evolution of placet earth", 189-198, Ljubjana.

BRESSAN G., BRAGATO P.L. & VENTURINI C. (2003) - Stress and strain tensors based on focal mechanisms in the seismotectonic framework of the Friuli-Venezia Giulia Region (NE Italy). Bull. Seism. Soc. of Am., 3: 1280-1297.

BRESSAN G., SNIDARCIC F. & VENTURINI C. (1998) - Tectonic stress regime in the eastern Southern Alps (Friuli area). Tectonophysics, 292/3-4: 211-227.

BRESSAN M. (2005) - Terme e acque minerali in Friuli Venezia. Programma Iniziativa Europea Interreg IIIB; CADSES. Edizioni della Laguna.

BRIME C., PERRI M.C., PONDRELLI M., SPALLETTA C., & VENTURINI C. (2008) - Polyphase metamorphism in the eastern Carnic Alps (N Italy-S Austria): clay minerals and conodont Colour Alteration Index evidence. International Journal of Earth Sciences, 97: 1213-1229.

BROILI L. (1989) - Aspetti geologici, idrologici, geomorfologici e paleontologici di rilievo naturalistico. In: Parco naturale delle Prealpi Carniche. Piano di Conservazione e Sviluppo. Regione Friuli Venezia Giulia. Direz. Reg. del Bilancio e della Programmazione, Trieste.

BROILI L., CARRARO F., CUCCHI F., ONOFRI R., STEFANINI S. & ULCIGRAI F. (1980) - Studio geologico per la ricostruzione. Comune di Gemona. Ed. Tipografia Nazionale: 1-95, 5 all., Trieste.

BRUN C. & SEMERARO R. (2003) - Recenti ricerche sulla Grotta dell'Uragano (Monte Musi, Prealpi Giulie occidentali). Spelaion 2003, Pordenone.

CALANDRI G. (1998) - Fontanon di Timau: caratteri idrochimici. Boll. Gruppo Speleologicio Imperiese CAI, 50: 56-63, Imperia.

CANESTRELLI G. (1915) - Di un altro Teleosteo fossile nel Senoniano di Vernasso. Atti Società Toscana di Scienze Naturali - Processi verbali, 4: 70-72.

CANTELLI C., SPALLETTA C, VAI G.B. & VENTURINI C. (1982) - Sommersione della piattaforma e rifting devono-dinantiano e namuriano nella geologia del Passo di Monte Croce Carnico. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (a cura di), Guida alla Geologia del Sudalpinocentro-orientale, Guide Geol. Reg. Soc. Geol. It., 293-303.

CARESSA S., GORDINI E., MAROCCO R., TUNIS G. (2001) - Caratteri geomorfologici degli affioramenti rocciosi del Golfo di Trieste (Adriatico settentrionale). Gortania Atti Mus. Friul. St. Nat., 23:31.58.

CARRARO F. & POLINO R. (1976) - Vistose deformazioni in depositi fluvio-lacustri quaternari a Ponte Racli (Valle del T. Meduna - Prov. di Pordenone) - Gruppo di studio del Quaternario padano, Quaderno n. 3: 27-30, Litografia Massaza & Sinchetto, Torino.

CARROLL R.L. (1988) - Vertebrate Paleontology and Evolution: Freeman W.H., 698 pp., New York.

CARULLI G.B. (1971) - Le rocce i minerali e le pietre utili. In: Enciclopedia monografica del Friuli Venezia Giulia. Ist. per l'Enc. del Friuli Venezia Giulia, Vol. I, Udine.

CARULLI G.B. (2000a) - La successione stratigrafica e la strutturazione post-ercinica delle Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. In: CARULLI G.B. (editore) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste: 35-51, Trieste.

CARULLI G.B. (2000b) - Stop 2.5 - Sauris di Sopra: la successione stratigrafica medio triassica del Gruppo del Monte Bivera. In: CARULLI G.B. (editore) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste: 62-64, Trieste.

CARULLI G.B. (2006) - Carta Geologica del Friuli Venezia Giulia, scala 1:150.000. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia. Università degli Studi di Trieste, Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine; Università degli Studi di Udine, Dipartimento di Georisorse e Territorio, 44 pp., 1 carta scala 1:150.000, Selca, Firenze.

CARULLI G.B., a cura di, (2000) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste, 360 pp., Trieste.

CARULLI G. B., COZZI A., LONGO SALVADOR G., PERNARCIC E., PODDA F. & PONTON M. (2000) - Geologia delle Prealpi Carniche (con carta geologica alla scala 1.50.000). Ed. Mus. Friul. St. Nat., pubbl. n. 44, pp. 48, Udine.

CARULLI G.B. & CUCCHI F. (1991) - Proposta di interpretazione strutturale del Carso triestino. Atti Tic. Sc. Terra, 34 (1991), N.b: 161-166, Pavia.

CARULLI G.B., FANZUTTI G.P., MUSCIO G., PONTON M., VAIA F., VENTURINI C. & ZANFERRARI A. (2002) - Itinerario 5: Da Udine al M. Cogliàns lungo la Val d'Arzino, la Val di Preone e la Val Degano. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 193-227, BE-MA editrice, Milano.

CARULLI G.B., FRASCARI F. & SEMENZA E. (1982) - Geologia delle Alpi Tolmezzine (Carnia). In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (a cura di), Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide Geol. Reg. S.G.I., 337-348.

CARULLI G.B., FRIZZO P., LONGO SALVADOR G., SEMENZA E., BIANCHIN G., MANTOVANI F. & MEZZACASA G. (1987) - La geologia della zona tra il T. Chiarzò e il F. Fella (Alpi Carniche). Giorn. Geol., s. 3, 49/1; 1-32, Bologna.

CARULLI G. B., LONGO SALVADOR G., PONTON M. & VENTURINI C. (2002a) - Sosta 7.14 - Chiaranda: la formazione del Monticello e la frana di scivolamento del Masereit. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 282-283, BE-MA editrice, Milano.

CARULLI G. B., LONGO SALVADOR G., PONTON M. & VENTURINI C. (2002b) - Sosta 7.27 - Le vulcaniti del Rio Freddo e l'attività effusiva triassica. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 292-293, BE-MA editrice, Milano.

CARULLI G.B., LONGO SALVADOR G., PISTOLATO M. & RAMPAZZO G. (1993) - Stratigraphy and Geochemical Characterization of the Middle Triassic-Carnian sequence of the Lumiei Valley (Carnia, Northeastern Italy). Geol. Croat., 46/1: 9-24, Zagreb.

CARULLI G.B., LONGO SALVADOR G., POLI E., PONTON M., TUNIS G., VAIA F. & VENTURINI C. (2002) con contributi di MUSCIO G., VENTURINI S., SPADEA P. & VAI G.B. (2002) - Itinerario 7: Da Udine a Sella Nevea. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 269-297, BE-MA editrice, Milano.

CARULLI G.B., LONGO SALVADOR G., PONTON M. & PODDA F. (1997) - La Dolomia di Forni: evoluzione di un bacino euxinico tardo-triassico nelle Prealpi Carniche. Boll. Soc. Geol. It., 116: 95-107.

CARULLI G.B., LONGO SALVADOR G., PONTON M. & VENTURINI C. (2002) - Sosta 7.28. L'attività mineraria di Raibl e la successione carnica. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 293-295, BE-MA editrice, Milano.

CARULLI G.B. & ONOFRI R. (1969) - I marmi del Carso. Unione region. Cam. Comm. Ind. Art. Agric. Regione Friuli-Venezia Giulia, Ed. Del Bianco, 101 pp., Udine.

CARULLI G.B. & PERUZZA L. (2000) - Sosta 1.5 - Deformazioni in depositi recenti nell'area del terremoto. In: CARULLI G.B. (editore) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste: 97-99, Trieste.

CARULLI G.B., POLI M.E., PONTON M., TUNIS G. & VAIA (2002a) - Sosta 7.8 - Il "Flysch di Uccea" (Maastrichtiano). In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 278-279, BE-MA editrice, Milano.

CARULLI G.B., POLI M.E., PONTON M., TUNIS G. & VAIA F. (2002b) - Sosta 7.10 - Borgo Lischezze: i calcari retico-giurassici ed il fontanone carsico. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 280, BE-MA editrice, Milano.

CARULLI G.B., POLI M.E., PONTON M., TUNIS G. & VAIA F. (2002c) - Sosta 7.9 - Sella Carnizza: la successione liassico-Cretacico-paleocenica e l'apparato morenico. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 279-280, BE-MA editrice, Milano.

CARULLI G.B., POLI M.E., PONTON M., TUNIS G. & VAIA F. (2002d) - Sosta 7.11 - I depositi quaternari della Val Resia. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 281, BE-MA editrice, Milano.

CARULLI G.B., POLI M.E., PONTON M., TUNIS G. & VAIA F. (2002e) - Sosta 7.26 - laghi di Fusine e M. Mangart. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 291-292, BE-MA editrice, Milano.

CARULLI G.B. & PONTON M. (1988) - Interpretazione strutturale profonda delle Alpi Carniche centrali. Rend. Soc. Geol. It., 11(2): 251-252.

CARULLI G.B. & PONTON M. (1993) - Interpretazione strutturale profonda del settore centrale carnico-friulano. Studi Geol. Camerti, vol. sp. 1992/2: 275-284, fig. 5, tav. 2.

CARULLI G.B. & PONTON M. (2002a) - Itinerario 4. Sosta 4.16. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 186, BE-MA editrice, Milano.

CARULLI G.B. & PONTON M. (2002b) - Itinerario 6. Sosta 6.3 e 6.6. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 237-242, BE-MA editrice, Milano.

CARULLI G.B. & PONTON M. (2002c) - Sosta 5.8 - Val Seazza: la dolomia di Forni. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 204, BE-MA editrice, Milano.

CARULLI G.B., ZUCCHI STOLFA M.L. & PIRINI RADRIZZANI C. (1982) - L'Eocene di M. Forcella (Gruppo del M. Amariana - Carnia orientale). Mem. Soc. Geol. It., 24, 65-70.

CASAGRANDE G. & CUCCHI F. (2007) - L'acquifero carsico del Monte Canin, spartiacque tra Adriatico e Mar Nero. In: CUCCHI F., FORTI P. & SAURO U. (a cura di), L'acqua nelle aree carsiche in Italia, Mem. Istit. Ital. di Spel., s. II, 19: 57-64, Bologna.
CASAGRANDE G., CUCCHI F., MANCA P. & ZINI L. (1999) - Deep hypogean karst of M. Canin (Western Julia Alps): a synthesis of the state of present research". Estratto da: Acta carsologica (Krasolovni Zlarnik) vol. 28/1, 4: 57-69, Ljubljana.
CASSINIS G., MASSARI M., NERI C. & VENTURINI C. (1988) - The continental Permian in the Southern Alps (Italy). A review. Z. geol. Wiss., 16 (11/12): 1117-1126, Berlin.
CASSINIS G., PEROTTO C. & VENTURINI C. (1997) - Examples of Late Hercynian transtensional tectonics in the Southern Alps Italy). In: J.M. DICKINS, Y. ZUNYI, Y HONGFU, S.G. LUCAS & S.K. ACHARYYA (Eds.), Late Palaeozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Events and their global Correlation. World and regional Geology, Cambridge Univ. Press, 10: 41-49.
CASTELLARIN A. & PISA G. (1973) - Le vulcaniti ladiniche di Forni di Sopra (Carnia occidentale). Mem. Museo St. Nat. Ven. Trident., 20 (1): 99-140, Trento.
CASTIGLIONI G.B. (1961) - L'erosione attuale nella conca di Sauris (Carnia). Atti 18° Convegno Geografico Italiano, Trieste.
CASTIGLIONI G.B. (1964) - Forma del carsismo superficiale sull'altopiano del Cansiglio. Estratto dagli Atti dell'Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti. Anno accademico 1963-64, Tomo CXXII. Classe di Scienze. Matem. e Naturali. Stamperia di Venezia.
CASTIGLIONI G.B. (1979) - Geomorfologia. UTET, Torino.
CATANI G. & TUNIS G. (2000) - Caratteristiche sedimentologiche dei megabanchi carbonatici paleogenici del bacino Giulio (Valli del Natisone, Friuli Orientale). Studi Trent. di Sc. Nat., Acta Geol., 77: 81-102. Trento.
CAVALLIN A. & MARTINIS B. (1974) - Studio geologico della grande frana di Borta (Ampezzo). In Alto, 58: 297-319, Udine.
CAVALLIN A. & MARTINIS B. (1980) - I movimenti recenti e attuali della Regione Friulana. In Alto, 62: 53-71, Udine.
CAVALLIN A. & MARTINIS B. (1982) - Gli scorrimenti del Margine Settentrionale della Piattaforma Carbonatica Adriatica. In: CASTELLARIN A.& VAI G.B. (a cura di), Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide Geol. Reg. S.G.I., Bologna.
CAVALLIN A. & MARTINIS B. (1986) - Le sismiti nelle Prealpi friulane. In Alto, 68: 104-113, Udine.
CAVALLIN A. & PIRINI RADRIZZANI C. (1980) - Il Miocene trasgressivo del Piancavallo (Prealpi Carniche): margine settentrionale della piattaforma adriatica. Riv. Ital. Paleont., v. 86 (2): 399-416, Milano.
CERETTI E. (1965) - La geologia del gruppo del M. Plauris (Carnia). Giorn. Geol., s. 2a, 33 (1): 1-38, Bologna.
CHIAPPINI R., PAULATTO E. & VAIA F. (1996) - Rapporti tra tettonica ed evoluzione ambientale nell'area M. Canin-M. Montasio. Gortania-Atti Mus. Friul. St. Nat., 16 (1994): 25-39, Udine.
CHIUSSI E., a cura di (senza data) - Area di Tutela Ambientale. Forgaria nel Friuli. Regione Autonoma Friuli - Venezia Giulia, Comunità Montana Gemonese, Comune di Forgaria nel Friuli, Ass. Proloco di Forgaria, 43 pp.
CLONFERO G. (1974) - Gemona del Friuli. Guida storico-artistica. Ed. Arti Grafiche Friulane, in collaborazione con la società Pro Glemona, 214 pp.
COCCOLO A. & SGOBINO F. (1996) - Le colate detritiche quali effetti indiretti del terremoto: l'evento del 9 giugno 1987 nel torrente Vegliato (Gemona del Friuli). Atti del Convegno "La scienza e i terremoti. Analisi e prospettive dall'esperienza del Friuli (1976-1996)". Udine 14-15 novembre 1996.
COMEL A. (1937) - Regione del Collio e Gorizia. Atti del XIII Congresso Geografico Italiano, 3-11, Udine.
COMEL A. (1950) - La bassa pianura del Friuli occidentale tra Tagliamento e Livenza. Annali della Stazione Chimica di Agraria Sperimentale, 3 (7), Udine.
COMEL A. (1955) - Monografia sui terreni della pianura friulana. Genesi della pianura centrale connessa all'antico sistema fluvio-glaciale del Tagliamento. Nuovi Ann. Ist. Chim. Agr. Sper., 6 (2): 5-218, Gorizia.
COMEL A. (1958) - I terreni della zona inferiore della bassa pianura friulana. Nuovi Studi della Staz. Chim. - Agraria Sperim. di Udine. Pubbl. 18, 81 pp., Udine.
COMEL A. (1960) - Probabile origine morenica del lembo pre-würmiano situato nei pressi della stazione ferroviaria di Udine. Boll. Soc. Adr. Sc., 51: 79-85, Trieste.
COMEL A. (1963) - Presenza di erratici nel centro di Udine. Boll. Soc. Adr. Sc., 53: 147-151.
COPPADORO A. (1902) - Su le antiche miniere di Timau. In Alto, 13: 51-53, Udine.
CORRADINI C. & SIMONETTO L. (2006) - Le facies di retroscogliera: i calcari ad amphipore. Stop 3. . In: CORRADINI C., MUSCIO G. & SIMONETTO L. (a cura di), Guida alle escursioni, Giornate di Paleontologia, SPI, Trieste 8-11 giugno 2006, Ed. Università di Trieste, Trieste.
CORSI M. (1964) - Relazione preliminare sul rilevamento geologico della Tav. "Villa Santina" del Foglio 13 (Ampezzo). Boll. Serv. Geol. It., 84: 163-170.
CORSI M. (1969) - i movimenti franosi del Friuli Venezia Giulia. Atti Conv. "Opere di protezione e soccorso nelle calamità naturali". San Daniele del Friuli, ottobre 1969.
COSSUTTA A., MIAN E., TONIELLO V., RIVA A. CARPENE' B., STOCH F. & GOVERNATORI G. (2007) - Riserva naturale forra del Cellina. Ed. Parco Naturale Dolomiti Friulane.
COSTACURTA R., GRANDESSO P., MASSARI F. & MEDIZZA F. (1979) - Il Giurese Superiore-Cretacico della regione compresa tra Casso e Claut (Prealpi Carniche Occidentali). Studi Trent. di Sc. Nat., vol. 56: 3-25, Trento.
COZZI A. (2002) - Facies patterns of a tectonically-controlled Upper Triassic platform-slope carbonate depositional system (Carnian Prealps, Northeastern Italy). Facies, 47: 151-178, Erlangen.
COZZI A. & PODDA F. (1998) - A platform to basin transition in the Dolomia Principale of the Monte Pramaggiore area, Carnian Prealps, Northern Italy. Mem. Soc. Geol. It., 53: 387-402, Roma.
COZZI A. & PONTON M. (2000) Sosta 3.3.4 La Progradazione della piattaforma carnico-norica. In: CARULLI G.B. (a cura di), Guida alle escursioni. Societa Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Edizioni Università di Trieste, 111-115.
CUCCHI F. (1986) - Il parco e il castello di Miramare; morfologia e geologia. In: Un giardino in riva al mare. Ed. Dedolibri, Trieste.
CUCCHI F. (2000) - Sosta 1.1 - Golfo di Trieste. Guida alle escursioni. In: CARULLI G.B. (editore) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste: 213, Trieste.
CUCCHI F. et al. (2000) - Il carsismo epigeo ed ipogeo. Escursione B2. In: CARULLI G.B. (editore) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste: 207-225, Trieste.
CUCCHI F., CASAGRANDE G. & MANCA P. (2000a) - Le forme glacio-carsiche. In: CARULLI G.B. (editore) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste, 1-96, Trieste.
CUCCHI F., CASAGRANDE G. & MANCA P. (2000b) - Chimismo ed idrodinamica dei sistemi sorgivi del massiccio del M. Canin (Alpi Giulie Occidentali). Atti e Mem. della Comm. Grotte "E. Boegan", 37 (1999): 93-123, Trieste.
CUCCHI F., DEL FABBRO A., DIONISIO A., GERDOL S. & SAULI G. (1982) - Cartografie tematiche a supporto della pianificazione e valutazione di impatto ambientale dei bacini estrattivi di marmorino nel Comune di Caneva di Sacile (PN). Atti XVIII Conv. Naz. di Cartografia, Trieste.
CUCCHI F. & FINOCCHIARO F. (1981) - Note sul carsismo ipogeo dell'altopiano di Gerchia (PN). Atti e Mem. della Comm. Grotte "E. Boegan", 21: 19-29, Trieste.
CUCCHI F., FINOCCHIARO F. & VAIA F. (1989) - The geology of T. Rosandra Valley (Karst of Trieste, Italy). Mem. Soc. Geol. Ital., Vol. XL (1987): 67-72. Proc. Int. Symp. on "Evolution of the karstic carbonate platform", Trieste, 1st-6th June 1987.
CUCCHI F., FORTI F. & FORTI P. (1983) - I paleodepositi di riempimento della "Grotta dell'ultimo Dinosauro" (TS). Atti e Mem. della Comm. Grotte "E. Boegan", 23 (1983): 35-46, Trieste.
CUCCHI F., FORTI F. & SEMERARO R. (1979) - Indizi di neotettonica in cavità della Val Rosandra. Atti e Mem. della Comm. Grotte "E. Boegan", 18: 105-111. Pubbl. n. 250, P.F. Geodinamica - S.P. Neotettonica, Trieste.
CUCCHI F., FORTI P., GIACONI M. & GIORGETTI F. (1999) - Note idrogeologiche sulle sorgenti del Fiume Livenza. Atti della Giornata Mondiale dell'Acqua "Acque Sotterranee: Risorsa Invisibile", Roma, 23 marzo 1998 (Pubbl. n, 1955 del GNDCI, LR49), 51-60. Pubbl. n. 1831 del GNDCI, LR4.
CUCCHI F., FURLANI S. & MARINETTI E. (1999) - Monitoraggio in continuo del livello del Lago di Doberdò. Atti e Mem. della Comm. Grotte "E. Boegan", 37: 143 -153, Trieste.
CUCCHI F. & GERDOL S., a cura di (1986) - I marmi del Carso triestino. Ed. Camera di C.I.A.A.
CUCCHI F., GIORGETTI F., GEMITI F., MASSARI G. & OBERTI S. (1999) - Caratterizzazione geochimica delle falde acquifere della Pianura friulana. Atti della Giornata Mondiale dell'Acqua "Acque Sotterranee: Risorsa Invisibile", Roma, 23 marzo 1998, (Pubbl. CNR-GNDCI n. 1955, LR49), 61-71.
CUCCHI F., MEREU A., OBERTI S., PIANO C., ROSSI A. & ZINI L. (2005) - Geology and geomorphology of the "Rosandra" valley for a cultural enhancement. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, 18(1), 2005: 185-196.
CUCCHI F., PIANO C. & OBERTI S. (2002) - Ipercarsisimo superficiale e sepolto nelle evaporati del Friuli Venezia Giulia. In: Le voragini catastrofiche. Un nuovo problema per la Toscana. Edizione Regione Toscana, 35-36, Firenze.
CUCCHI F., PIRINI RADRIZZANI C. & PUGLIESE N. (1987) - The carbonate stratigraphic sequence of the Karst of Trieste (Italy). Mem. Soc. Geol. It., 40: 35-44.
CUCCHI F., POTLECA M. & ZINI L. (1998) - Origin and development of cave system in the Rosandra Valley (Classical Karst - Italy). Acta Carsologica, 27/2: 63-74, Ljubljana.
CUCCHI F. & PUGLIESE N. (2000) - Sosta 1.9 - Passaggio K/T. In: CARULLI G.B. (editore) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste: 221, Trieste.
CUCCHI F. & PUGLIESE N. (2002a) - Sosta 2.1 - Lago di Doberdò e Faglia di Colle Nero. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 136, BE-MA editrice, Milano.

CUCCHI F. & PUGLIESE N. (2002b) - Sosta 2.2 - Risorgive del Fiume Timavo. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 136, BE-MA editrice, Milano.

CUCCHI F. & PUGLIESE N. (2002c) - Sosta 2.6 Grotta Gigante e Campi solcati di Borgo Grotta Gigante. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 139, BE-MA editrice, Milano.

CUCCHI F. & PUGLIESE N. (2002d) - Sosta 2.7 - Carso classico e Rocca di Monrupino In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 139-140, BE-MA editrice, Milano.

CUCCHI F., PUGLIESE N. & CAFFAU M. (2002) - Stratigraphic framework of Trieste area. In: The Third International Congress "Environmental Micropaleontology, Microbiology and Meiobenthology", Field Excursion Guide, 28-29.

CUCCHI F., PUGLIESE N. & ULCIGRAI F. (1989) - Il Carso triestino: note geologiche e stratigrafiche. Int. J. Spelol., 18: 49-64.

CUCCHI F., RADOVICH N. & SAURO U. (1989) - I campi solcati di Borgo Grotta Gigante nel Carso Triestino. Int. J. Speleol. 18 (3-4): 117-144.

D'ACHIARDI A. (1875) - Coralli eocenici del Friuli. Atti Soc. Tosc. Scien. Nat., v. II: 1-100, 16 tavv., Pisa.

DAINELLI G. (1915) - L'Eocene friulano. Monografia geologica e paleontologica. Ed. Memorie Geografiche, 721 pp., Firenze.

DAL PIAZ G. (1958) - Studio geologico dell'alta valle del torrente Chiarzò (Carnia occidentale) presa in esame per la costruzione di un impianto idroelettrico. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova. 20: 1-17, Padova.

DELLA VECCHIA F.M. (1991) - Note sulla stratigrafica, sedimentologia e paleontologia della dolomia di Forni (Triassico sup.) delle Valle del Rio Seazza (Preone, Carnia, Friuli Venezia Giulia). Gortania, Atti Mus. Friul. St. Nat, 12: 7-30, Udine.

DELLA VECCHIA F.M. (1995) - A new pterosaur (Reptilia, Pterosauria) from the Norian (Late Triassic) of Friuli (Northeastern Italy). Preliminary note. Gortania, Atti Mus. Friul. St.Nat, 16, 59-66, Udine.

DALLA VECCHIA F.M. (1996a) - Archosaurian trackways in the Upper Carnian of Dogna valley (Udine, Friuli, NE Italy). Natura Nascosta, 12: 5-17, Monfalcone.

DALLA VECCHIA F.M. (1996b) - Segnalazione di probabili piste di fitosauro (Reptilia, Archosauria) nel Carnico superiore della Val Dogna (Udine). Paleocronache, 1 (1996): 46-49, Milano.

DALLA VECCHIA F.M. (1997) - Terrestrial tetrapod evidence on the Norian (Late Triassic) and Cretacicous carbonate platforms of Northern Adriatic region (Italy, Slovenia and Croatia). Proceedings of the Int. Symp. "Mesozoic Vertebrate Faunas of Central Europe", Sargetia, ser. Sci. Nat., 17: 177-201, Deva.

DALLA VECCHIA F.M. (1999) - Il vino che nasce dal mare: i vigneti dei Colli Orientali crescono su di un fondale marino tropicale di 50 milioni di anni fa. Natura Nascosta, 19: 1-7, Monfalcone.

DALLA VECCHIA F.M. (2002) - Terrestrial reptiles in the Norian of the Carnian Pre-Alps (Friuli, NE Italy): paleoenvironmental implications. Mem. Soc. Geol. It., 57(2002): 101-106, Roma.

DALLA VECCHIA F.M. (2003) - Un dente di Squalicorax (Chondrichthyes, Selachimorpha) dal Coniaciano-Santoniano (Cretacico superiore) di Vernasso (Udine). Natura Nascosta, 26: 21-27, Monfalcone.

DELLA VECCHIA F.M. (2006) - The terapod fossil record from the Norian-Rhaetian of Friuli (northeastern Italy). In: Harris J. et al. (Eds) The Triassic-Jurassic terrestrial transition. New Mexico Mus. Nat. Hist. Sci. Bull., 37, 432-444.

DALLA VECCHIA F.M. (2008a) - I dinosauri del Villaggio del Pescatore (Trieste): qualche aggiornamento. Atti Mus. Civ. Stor. Nat. Trieste. Suppl. al n. 53: 111-130, Trieste.

DALLA VECCHIA F.M. (2008b) - Vertebrati fossili del Friuli. 450 milioni di anni di evoluzione. Ed. Mus. Friul. St. Nat., pubbl. 50, pp. 304, figg. 279, Udine.

DALLA VECCHIA F.M. & MIETTO P. (1998) - Impronte di rettili terrestri nella Dolomia Principale (Triassico superiore) delle Prealpi Carniche (Pordenone, Friuli). Atti Tic. Sc. Terra, ser. spec. 7: 87-107, Pavia.

DELLA VECCHIA F.M. & MUSCIO G. (1990) - Occurence of Thylacocephala (Arthropoda, Crustacea) from the Upper Triassic of Carnic Prealps (N.E. Italy). Boll Soc. Geol. It., 29: 39-42, Roma.

DALLA VECCHIA F.M., RIGO D., TENTOR M., PACOR G. & MORATTO D. (2000) - Il sito paleontologico cretaceo di Polazzo (Gorizia): dati e prospettive. Giorn. Geol., s. 2, 62: 151-156, Bologna.

DALLA VECCHIA F.M. & RUSTONI M. (1996) - Mammalian trackways in the Conglomerato di Osoppo (Udine, NE Italy) and their contribution to its age determination. Mem. Sc. Geol., 48: 221-232.

DALLA VECCHIA F.M. & TENTOR M., (2004) - Il Carso 85 milioni di anni fa. Gli straordinari fossili di Polazzo. Grup. Spel. Monfalc., 75 pp., Monfalcone.

DE GASPERI G.B. (1916) - Grotte e voragini del Friuli. Mondo Sotterraneo, 11 (1-6); 220 pp. Ristampa anastatica a cura della Banca Popolare Udinese (1983), Udine.

DE MARCO S, FANTONI R., PONTON M. & SCOTTI P. (200) - Sosta 3.3 - Cave del Predil: la Successione di Raibl. In: CARULLI G.B. (editore) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste: 102, Trieste.

D'ERASMO G. (1952) - Nuovi ittioliti cretacici nel Carso Triestino. Atti Mus. Civ. St. Nat., 18 (4): 81-122, Trieste.

DE ZANCHE V., GIANOLLA P. & ROGHI G. (2000) - Carnian stratigraphy in the Raibl/Cave del Predil area (Julian Alps, Italy), Eclogae Geol. Helv., 93: 331-347, Basel.

DELFINO M., MARTIN J.E. & BUFFETEAUT E. (2008) - A new species of Acynodon from the Upper Cretacicous (Santonian-Campanian) of the Villaggio del Pescatore, Italy. Palaeontology 51: 1091-1106.

DELLA VEDOVA B., LONGINELLI A., MARSON I. & PALMIERI (1987) - Il termalismo artesiano della fascia litorale venetofriulana: stato di avanzamento delle ricerche. Atti VI Congr. Naz. dell'Ordine dei Geologi, Venezia

DESIO A. (1926) - Evoluzione morfologica del Bacino del Fella in Friuli. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., 65, Milano.

DI COLBERTALDO D. (1946) - I ghiacciai del Canin e del Montasio nel 1946 ed il loro ritiro nell'ultimo ventennio. Stab. tip. Longo & Zoppelli, Treviso.

DI COLBERTALDO D. (1948) - Il giacimento piombo zincifero di Raibl in Friuli (Italia). Atti Congr. Miner. Ital., Cagliari.

DIPARTIMENTO DI INGEGNERIA CIVILE E AMBIENTALE - D.I.C.A. (a cura di) (2006) - Il "Marmorino" di Caneva; una risorsa strategica nel Friuli Venezia Giulia., Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Trieste, 44 pp.

DIPARTIMENTO DI SCIENZE GEOLOGICHE, AMBIENTALI E MARINE - D.I.S.G.A.M. (2006) - Rilevamento dei corpi idrici sotterranei della regione Friuli Venezia Giulia. Convenzione di ricerca per Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente del Friuli Venezia Giulia.

DISCENZA K. & VENTURINI C. (2003) - Evoluzione strutturale neoalpina del settore compreso fra Paluzza, Arta e Paularo (Alpi Carniche centrali). Atti dell'80° riunione estiva Soc. Geol. Ital., Mem. Soc. Geol. It., 57: 259-272.

DOGLIONI C. (1988) - Examples of strike-slip tectonics on platform-basin margins. Tectonophysics, 156 (1988): 293-302.

DORIGO L. (1965) - La Laguna di Grado e le sue foci. Ricerche e rilievi idrografici. Ufficio Idrogr. Mag. Acque, Venezia.

DORO B. (1939) - Analisi chimica e chimico-fisica delle acque delle Terme Romane di Monfalcone. Annali di Chimica Applicata, XXIX, 3, Roma.

EINSELE G., CHOUGH S.K. & SHIKI T. (1996) - Depositional events and their records. An introduction. Sedimentary Geology, 104: 243-247.

ELMI C. & MONESI A. (1967) - Ricerche geologiche nella Tav. Prato Carnico. Giorn. Geol., 34 (1): 241-264, Bologna.

FABBRO P., TONDOLO M & TONIUTTI M. (1994) - Sentiero naturalistico del Mont Cjavac. Parco Naturale Prealpi Carniche. Ed. Utopie Concrete, Udine.

FANTONI R., LONGO SALVADOR G., PODDA F., PONTON M. & SCOTTI P. (1998) - L'unità a laminiti organiche nel Norico del Rio Resartico (Val Resia, Prealpi Giulie). Atti Tic. Sc. della Terra, serie speciale, 7: 109-123, Pavia.

FANZUTTI G.P. & MAROCCO R. (1984) - I sedimenti recenti del Lago intermorenico di Ragogna (San Daniele del Friuli). Atti 6° Congresso A.I.O.L.: 311-318.

FANZUTTI G.P. & PIANI R. (2000) - Sosta 5.3 - Le risorgive di Flambro e Virco. In: CARULLI G.B. (editore) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste, 125-128, Trieste.

FANZUTTI G.P. & VAIA F. (2002) - Sosta 5.1 - Il lago di Ragogna: un bacino intermorenico. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 360, BE-MA editrice, Milano.

FARABEGOLI E., PERRI M.C. & POSENATO R. (2007) - Environmental and biotic changes across the Permian-Triassic boundary in western Tethys. Global and Planetary Change, 55 (1-3): 109-135.

FERASIN F. (1958) - Il complesso di scogliera cretacico del Veneto centro-orientale. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. 21: 1-54, Padova.

FERASIN F., BRAGA G.P., CORSI M. & LOCATELLI D. (1969) - La "linea dell'alto Tagliamento" fra la Val Cimoliana ed il gruppo del Verzegnis in Carnia, Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 27: 1-15, Padova.

FERUGLIO E. (1925a) - La zona delle risorgive del basso Friuli tra Tagliamento e Torre. Annali Staz. Chim. Agr. Sperim., serie III, 1, 347 pp., 1 carta scala 1: 100.000, Udine.

FERUGLIO E. (1925b) - Le Prealpi tra l'Isonzo e l'Arzino. Boll. Ass. Agraria Friulana, 298 pp., Udine.

FERUGLIO E. (1936) - I sedimenti marini nel sottosuolo della bassa pianura friulana. Boll. Soc. Geol. It., 55: 129-138.

FERUGLIO E. (1954) - La regione carsica di Villanova del Friuli. Pubbl. Ist. Geol. Univ. di Torino, II: 1-68, Torino.

FINOCCHIARO C. (1977) - La Grotta Gigante sul Carso Triestino (3° edizione). Ed. tip. M. Cozzi, 51 pp, Trieste.

FLUGEL E., a cura di (1980) - Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. Carinthia II, 36, 182 pp., Klagenfurt.

FOGATO M., VAIA F. & SERIANI F. (1981) - Carta litologica della provincia di Pordenone. Scala 1:25000, I., S.TE., GEAP, Pordenone.

FOIS E. & JADOUL F. (1983) - La Dorsale Paleocarnica anisica di Pontebba. Riv. It. Paleont. Strat., 89: 3-30, Milano.

FONTANA A. (1999) - Aspetti geomorfologici dell'area di Sammardenchia. In: FERRARI A. & PESSINA A. (a cura di), Sammardenchia Cueis. Ed. Mus. Friul. St. Nat., pubbl. 41, Udine, Udine.

FONTANA A. (2006) - Evoluzione geomorfologica delle bassa pianura friulana. Ed. Mus. Friul. St. Nat., pubbl. 47, 288 pp., Udine.
FONTANA A., MOZZI P., BONDESAN A. (2008) - Alluvial megafan in the Venetian-Friulian Plain (north eastern Italy): evidence of sedimentary and erosive phases during late Pleistocene and Holocene. Quat. International., 189: 71-90.
FONTOLAN G. & SARTORI DI BORGORICCO M. (2000) - Caratteri morfodinamici e sedimentologici della bocca lagunare di S. Andrea (Laguna di Marano). La ricerca scientifica per Venezia, Vol. II. Tomo II.
FONTOLAN G. (2006) - Il nastro litoraneo tra banchi di sabbia e moto ondoso. In: BIANCO F., BONDESAN A., PARONUZZI P., ZANETTI M. & ZANFERRARI A., a cura di, (2006) - Il Tagliamento. Università di Udine, Cierre edizioni, Circolo Menocchio: 152-159, Sommacampagna (Vr).
FORAMITTI R. (1973) - Il Natisone. Studio preliminare del piano generale di sistemazione del bacino idrografico. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Assessorato dei Lavori Pubblici.
FRASCARI F. & VAI G.B. (1981) - Fogli 4c-13 Monte Cavallino - Ampezzo. In Castellarin A. (a cura di), Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000), Pubbl. P.F. Geodinamica, CNR n. 441: 31-38.
FRECH F. (1894) - Die Karnische Alpen. Max Niemeyer, 514 pp., Halle.
FRENOPULOS S. (1992) - Ricerche subacquee nel Lago di Doberdò. Società di Studi Carsici "Lindner", 63-68, Fogliano di Redipuglia.
FRITZ A., BOERSMA M. & KRAINER K (1990) - Steinkohlenzeitliche Pflanzen fossilien aus karnten. Carinthia II, Sonderheft 49:1-189, Klagenfurt.
FURLANI S. (2003a) - Aspetti geomorfologici della Valle di S. Bartolomeo, di Punta Grossa e di Punta Sottile. In: Quanto vale la costa di Muggia: 8-9.
FURLANI S. (2003b) - Shore platforms along the Northwestern istrian coast: an overview, Annales Ser. Hist. Nat., 13 (2): 247-256.
FURLANI S. (2004) - Caratteristiche geografiche e geomorfologiche della penisola muggesana, Borgolauro, 48: 12-15.
GARASSINO A., TERUZZI G. & DALLA VECCHIA F.M. (1996) The macruran decapod crustaceans of the Dolomia di Forni (Norian, Upper Triassic) of Carnia (Udine, NE Italy) Atti Soc.It. Sci. Nat., Museo Civico St. Nat. Milano, 136.15-60, Milano.
GAROFALO M.L.& PUGLIESE N. (1990) - I sedimenti paleolacustri nell'alta valle del torrente Torre (Friuli orientale, Italia). Atti Mus. Geol. Paleont. Monfalcone, Quad. Spec.: 133-142.
GASPARO, F. (1981) - Relazione sugli esperimenti di marcatura delle acque effettuati nelle cavità del gruppo del Monte Canin (Alpi Giulie Occidentali). Atti e Mem. della Comm. Grotte "E. Boegan", XXI: 41-45, Trieste.
GATTO F. & MAROCCO R. (1992) - Caratteri morfologici ed antropici della Laguna di Grado (Alto Adriatico). Gortania-Atti Mus. Friul. St. Nat., 14: 19-42, Udine.
GATTO F. & MAROCCO R. (1993) - Morfometria e geometria idraulica dei canali della Laguna di Grado (Friuli-Venezia Giulia). Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 16: 109-116.
GEOS (2000) - Identificazione dei "geotopi" lungo il profilo costiero della regione Friuli-Venezia Giulia . WWF Italia - Riserva Marina di Miramare.
GERDOL S. (2001a) - Carso, nel cuore d'Europa, affacciato sul mare, un antico mondo da scoprire (CD ROM). P. O Interreg 2 - Comune di Trieste, Trieste.
GERDOL S. (2001b) - Valenze geologiche e morfologiche. In: Piano Territoriale Regionale Particolareggiato della Costiera Triestina - Gruppo di progettazione coord. Arch. Semerani L. RAFVG - Direzione Regionale Pianificazione Territoriale (lavoro inedito).
GERDOL S. & GIORGI M. (1996a) - Laghi di Fusine e Monte Mangart. Alla scoperta della natura. Programma Operativo 5b. Az. Promozione Turistica del Tarvisiano.
GERDOL S. & GIORGI M. (1996b) - Monte Lussari, Cima del Cacciatore. Alla scoperta della natura, Az. Promozione Turistica del Tarvisiano.
GEYER G. (1896) - Uber die geologischen Verhaltnisse im Pontafel Abschnitt der Karnischen Alpen. Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., 46: 126-233, Wien.
GIANOLLA P. (1992) - Evoluzione mediotriassica del vulcanismo di Rio Freddo (Alpi Giulie, Italia). Mem. Sci. Geol., 44: 193-209, Padova.
GIORDANO M. (1925) - Bellezze d'Italia. Venezia Giulia. Anno I n. 2. Edizione Italia Artistica, 92 pp., Milano.
GNACCOLINI M. (1968) - Sedimentologia del Calcare di Soccher nella regione compresa tra la valle del T. Vajont (Pordenone) e l'Alpago (Belluno). Riv. It. Paleont., 74 (3): 829-864, Milano.
GNACCOLINI M. & MARTINIS B. (1974) - Nuove ricerche sulle formazioni calcaree giurassico-cretaciche della regione compresa tra le valli del Natisone e del Piave. Riv. Ital. Paleont. Strat., 14: 5-109, Milano.
GORDINI E., CARESSA S. & MAROCCO R. (2004) - Nuova carta morfo-sedimentologica del Golfo di Trieste. Gortania-Atti Mus. Friul. St. Nat., 25, 5-29, Udine.
GORDINI E., MAROCCO R., TUNIS G., RAMELLA R. (2004) - I depositi cementati del Golfo Trieste: distribuzione areale, caratteri geomorfologici e indagini acustiche ad alta risoluzione (Adriatico settentrionale). Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, 17: 555-563.
GORTANI M. (1906a) - I Rivoli Bianchi di Tolmezzo. Giorn. Geol. Prat., 4: 37-45.
GORTANI M. (1906b) - Le Piramidi di erosione e i terreni glaciali di Fielis in Carnia. Mondo Sotterraneo, II, (5-6), Udine.
GORTANI M. (1935) - I terrazzi nel bacino montano del Tagliamento e nelle valli contigue. Giorn. Geol., s. II, 9 (bis), Bologna.
GORTANI M. (1959) - Carta della glaciazione würmiana in Friuli. Rend. Atti Acc. Sc. Ist. Bologna, 6: 1-11.
GOVI M. & SORZANA P. F. (1977) - Effetti geologici del terremoto: frane. In: MARTINIS B. (a cura di), Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976. CNR, Comitato per le Scienze Geologiche e Minerarie - Progetto finalizzato "Geodinamica". Riv. It. Paleont. e Strat., 83 (2): 329-368, allegate 1 carta delle frane 1:50.000, 2 tavole di profili e una Carta Geologica 1:50.000, Milano.
GRANDESSO P., STEFANI C. & POLI M. E. (2002a) - Itinerario 3, sosta 3.13 In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 163-164, BE-MA editrice, Milano.
GRANDESSO P., STEFANI C. & POLI M.E. (2002b) - Itinerario 3, sosta 3.18 - Le geometrie dell'antiforme frontale dell'unità di Claut. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 167, BE-MA editrice, Milano.
GRANDESSO P., STEFANI C., POLI M.E. (2002c) - Itinerario 3, seconda parte. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 163-171, BE-MA editrice, Milano.
von HAUER F. (1855) - Beiträge zur Kenntniss der Cephalopoden-Fauna der Hallstätter Schichten. Denkschr. k. Ak. Wiss. Wien, 9: 141-146, Wien.
von HAUER F. (1857a) - Ein Geologischer Durchschnitt der Alpen zwischen Passau und Duino. Sitzungsber. k. Ak. Wiss. Wien. Math.-Nat. Kl., 25: 253-348, Wien.
von HAUER F. (1857b) - Ein Beitrag zur Kenntnissder Raibler Schichten. Sitzungsber. k. Ak. Wiss. Wien. Math.-Nat. Kl., 24: 537-566, Wien.
HINDERER M. (1991) - The Fleons Formation in the western Carnic Alps: Ordovician or Carboniferous?. Giorn. Geol., s. 3, 53 (1): 131-137, Bologna.
IACUZZI R. & VAIA F (1981) - Carte tematiche del territorio della Comunità Montana delle valli del Torre. (6 carte tematiche - scala 1:50000 e Note Illustrative). Comunità Montana delle valli del Torre, Tarcento.
ISTITUTO SUPERIORE ISTRUZIONE SECONDARIA " I. BACHMANN" (2006) - Il ghiacciaio del Montasio. Intereg III Italia-Austria, 82 pp., Tarvisio.
JURKOVŠEK B., TOMAN M., OGORELEC B., ŠRIBAR L., DROBNE K. & POLJAK M. (1996) - Formacijska geološka južnega dela Tržaško-komenske plamote. Krdne in paleogenske karbonatne kamnine, 1:50.000. Institut za geologico, geotehniko in geofiziko, 143 pp., Ljubljana.
KRAINER K. (1992) - Fazies, Sedimentationprozesse und Paläogeographie im Karbon der Öst- und Südalpen. J. Geol. B. - A., 135 (1): 99-193.
KUGY J. (1970) - Le Alpi Giulie attraverso le immagini. Traduz. a cura di E. Pocar. Ed. Tamari, Bologna. Edi. origi. in tedesco (1933)
LENARDON G. & MAROCCO R. (1994) - Le dune di Belvedere - San Marco. Un'antica linea di riva? 2) Considerazioni sedimentologiche. Gortania-Atti Mus. Friul. St. Nat., 16: 127-138, Udine.
LEONARDI P. (1967) - Le Dolomiti. Geologia dei monti fra Isarco e Piave. Manfredini, Trento
LIEBERMAN H.M. (1980) - The suitability of the Raibl sequence as a stratotype for the Carnian Stage and the Julian substage of the Triassic. Newsl. Stratig., 9: 35-42.
LORENZI A. (1911) - La provenienza delle acque e la regione sorgentifera del Fiume Stella nel Friuli. Mem. Geogr., supplemento Riv. Geogr. It., 15.
MADDALENI P. (1997) - I coralli di Russiz nel Collio orientale (Luteziano inferiore, Gorizia, Italia Nord-orientale). Gortania-Atti Mus. Friul. St. Nat., 9: 61-84, Udine.
MADDALENI P. (2004) - Le grotte delle Alpi Carniche tra storia e leggende. In: MUSCIO G. (a cura di), Il fenomeno carsico delle Alpi Carniche. Mem. Istit. Ital. di Spel., s. II, 15: 19-27, Udine.
MADDALENI P., MUSCIO G. & TURCO S. (2004) - L'area carsica fra Cason di Lanza e Passo Pramollo. In: MUSCIO G. (a cura di), Il fenomeno carsico delle Alpi Carniche. Mem. Istit. Ital. di Spel., s. II, 15: 157-166, Udine.
MADDALENI P. & ZUCCHINI R. (2009) - La miniera medioevale di Malga Pramosio. Mondo Sotterraneo, n.s., 32, Udine.
MANZONI M., VENTURINI C. & VIGLIOTTI L. (1989) - Paleomagnetism of upper Carboniferous limestones from the Carnic Alps. Tectonophysics, 165: 73-80.
MARINELLI O. (1909) - La vita di un piccolo lago (Nozze Dainelli-Giuliani), pp. 12, Firenze.

MARINELLI O. (1922) - Atlante dei tipi geografici desunti dai rilievi al 25.000 e al 50.000. 78 Tavole con notazioni. IGM. Firenze (Ristampa anastatica).
MARINELLI O. (1926) - Sull'età dei delta italiani. La Geografia, 1/2: 21-29.
MAROCCO R. (1989a) - Evoluzione quaternaria della laguna di Marano (Friuli Venezia Giulia). Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, 2: 125-137.
MAROCCO R. (1989b) - Lineamenti geomorfologici della costa e dei fondali del Golfo di Trieste e considerazioni sulla loro evoluzione tardo-quaternaria. Int. J. Speleol. 18 (3-4): 87-110.
MAROCCO R. (1991a) - Evoluzione tardopleistocenica-olocenica del delta del fiume Tagliamento e delle lagune di Marano e Grado (Golfo di Trieste). Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, 4: 223-232.
MAROCCO R. (1991b) - Le dune di Belvedere-San Marco. Un'antica linea di riva? 1) Considerazioni geomorfologiche. Gortania-Atti Mus. Friul. St. Nat., 13: 57-76, Udine.
MAROCCO R. & PARONUZZI P. (2002) - Sosta 1.11 - Colle di Udine. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 132, BE-MA editrice, Milano.
MAROCCO R., STOLFA D., ZUCCHI STOLFA M.L. & LENARDON G. (1988) - Considerazioni sedimentologiche, paleoecologiche e geochimiche sul sondaggio S 15 (Canale di Morgo, Laguna di Grado). Gortania-Atti Mus. Friul. St. Nat., 10: 81-100, Udine.
MARTINIS. B. (1953) - Geologia del colle e del sottosuolo di Udine. Ist. Geol. Paleont. Geogr. Fis. Univ. Milano, s. G, pubbl. n. 74, 49 pp.
MARTINIS B. (1955) - L'Oligocene friulano. In: Atti del 1. Convegno Friulano di Scienze Naturali, Udine, 4-5 settembre 1955. Tipografia Del Bianco, 336-395 pp., III tav.
MARTINIS B. (1962) - Ricerche geologiche e paleontologiche sulla regione compresa fra il fiume Judrio ed il fiume Timavo (Friuli orientale). Mem. Riv. It. Paleont. Strat., 8: 55-161.
MARTINIS B. (1966) - Prove di ampi sovrascorrimenti nelle Prealpi friulane e venete. Mem. Ist. Geol. e Min. Univ. Padova, 25: 1-31.
MARTINIS B. (1971) - Geologia generale e geomorfologia. In: AA.VV., Enciclopedia monografica del Friuli-Venezia Giulia. Vol. 1. Il paese, 85-172, Istituto per l'Enciclopedia del Friuli-Venezia Giulia, Udine.
MARTINIS B. (1979a) - La struttura del M. Jouf: un nuovo elemento sovrascorso delle Prealpi Carniche. Acc. Naz. Lincei, Rendic. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., 6, s. 8, 65: 313-318.
MARTINIS B. (1979b) - Le acque solfuree di Arta (Carnia) e il loro ambiente geologico. Ist. Geol. Univ. Milano - Centro Studi per la Stratigrafia e Petrografia Alpi centrali - C.N.R., 185 pp., 1 Carta geol. 1:25000, Aviani Editore, Udine.
MARTINIS B. (1985) - Il lago quaternario di Forni di Sotto (Udine). In Alto, 67: 71-83, Udine.
MARTINIS B. (1993) - La storia geologica del Friuli. La Nuova Base Editrice.
MARTINIS B., a cura di, (1977) - Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976. CNR, Comitato per le Scienze Geologiche e Minerarie - Progetto finalizzato "Geodinamica". Riv. It. Paleont. e Strat., v. 83 (2), all. 1 carta delle frane 1:50.000, 2 tavv. profili e una Carta Geologica 1:50.000, 393 pp., Milano.
MARUSSI A. (1960) - The University of Trieste station for the study of the tides of the vertical in the Grotta Gigante, Proceedings of the Third International Symposium on Earth Tides, 45-52, Trieste.
MASETTI D. & BIANCHIN G. (1987) - Geologia del Gruppo della Schiara (Bolomiti Bellunesi). Suo inquaramento nella evoluzione giurassica del margine orientale della piattaforma di Trento. Mem. Soc. Geol. It., 39, 187-212.
MASETTI D. & BOTTONI A. (1978) - L'encrinite di Fanes e suo inquadramento nelle paleogeografia giurassica dell'area dolomitica. Riv. It. Paleont e Strat., 84 (1): 169-186, Milano.
MENCHINI G. (1996) - Studio Geologico Tecnico del Territorio comunale di Taipana, Comune di Taipana (inedito).
MENCHINI G. et alii. (2001) - Valenze geologiche e morfologiche. In: Piano Territoriale Regionale Particolareggiato del Tarvisiano. Gruppo di progettazione.
MENEGAZZI R., PILI M. & VENTURINI C. (1991) - Preliminary data and hypothesis about the very-low metamorphic Hercynian sequence of the western Palaeocarnic Chain. Giorn. Geol., s. 3, 53 (1): 139-150, Bologna.
MERLINI S., DOGLIONI C., FANTONI R. & PONTON M. (2002) - Analisi strutturale lungo un profilo geologico fra la linea Fella-Sava e l'avampaese adriatico (Friuli Venezia Giulia - Italia). Mem. Soc. Geol. It., 57: 293-300.
MERLUZZI P. (1997) - Monte Sabotino e S. Valentino: motivi di una proposta di tutela per un territorio a cavallo del confine italo-sloveno. Alpinismo goriziano. Rivista C.A.I., 4: 1-8, Gorizia
MICELLI F. & VAIA F. (1989) - I meandri del Tagliamento a Ronchis di Latisana. Le informazioni della serie cartografica (1810-1989). L'Italia che cambia, il contributo della geografia, 4: 567-575.
MICELLI F. & VAIA F. (1993) - I sentieri e passi minori delle Alpi Carniche. In Alto, s. IV,. 75/1: 23, Udine
MION B. (2005) - Il Tagliamento. Immagini e appunti sul "re dei fiumi alpini ". Ed. RISMA, 119-138.
MOCCHIUTTI A., MUSCIO G & SOLARI M. (2006) - Sculture d'acqua. Il paesaggio carsico in Friuli. Provincia di Udine e Circolo Speleologico e Idrologico Friulana, pp. 160, Udine.
von MOJSISOVICS E. (1869) - Ueber die Gliederungen der oberen Triasbildungen der Oestlichen Alpen. Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., 19: 91-150, Wien.
MONEGATO G., RAVAZZI C., DONEGANA M., PINI R., CALDERONI G. & WICK L. (2007) - Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). Quaternary Research 68: 284-302.
MONTANARO G., CORRADIN M. & KRAVINA C. (1998) - Sella Nevea Monte Canin; natura da scoprire, P.O. 5b - Az. Promozione Turistica del Tarvisiano, Tarvisio.
MORGANTE S. (1934) - I porfidi di Riofreddo. Atti Accad. Scient. Veneto-Trentino-Istriana, 25: 1-17.
MORO G. (2004) - L'area carsica del Monte Coglians. In: MUSCIO G. (a cura di), Il fenomeno carsico delle Alpi Carniche. Mem. Istit. Ital. di Spel., s. II, 15: 151-156, Udine.
MUSCIO G. (2000) - 4.2.5 - Le piste di mammiferi. In: CARULLI G.B. (editore) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste: 122-125, Trieste.
MUSCIO G., a cura di (1996) - Il fenomeno carsico del Massiccio dei Monti La Bernadia (Prealpi Giulie, Friuli). Mem. Istit. Ital. di Spel, s. II, 8, Udine.
MUSCIO G., a cura di (1997) - Il fenomeno carsico delle Valli del Natisone. Mem. Istit. Ital. di Spel., s. II, 9, Udine.
MUSCIO G., a cura di (2001) - Risorgive e fontanili, Quaderni Habitat, 1, Min. dell'Ambiente, Mus. Friul. St. Nat., Udine.
MUSCIO G., a cura di (2003) - Glacies. L'età dei ghiacci in Friuli - Ambienti, climi e vita negli ultimi 100.000 anni. Catalogo della Mostra, Ed. Mus. Friul. St. Nat., 165 pp., Udine.
MUSCIO G., a cura di (2008) - Il fenomeno carsico delle Alpi Carniche. Mem. Istit. Ital. di Spel., s. II, XX, Udine.
MUSCIO M & ZUCCHINI R. (1997) - La valle di Pradolino ed il Monte Mia ed i loro fenomeni carsici. In: MUSCIO G. (a cura di), Il fenomeno carsico delle Valli del Natisone. Mem. Istit. Ital. di Spel., s. II, 9: 127-130, Udine.
MUTTI E., RICCI LUCCHI F., SEGURET M. & ZANZUCCHI G. (1984) - Seismoturbidites: a new group of redisedimented deposit. Mar. Geology, 55: 103-116.
NARDON S. (1990) - Il giacimento di Polazzo (Carso Goriziano). In: TINTORI A., MUSCIO G. & BIZZARINI F. (a cura di). Pesci fossili italiani. Scoperte e riscoperte: 81-84, Milano.
NIGRISIN C. & STEFANI E. (1971) - Descrizione delle Acque della Regione. In: AA.VV., Enciclopedia monografica del Friuli-Venezia Giulia. Vol. 1. Il paese: 357-420, Istituto per l'Enciclopedia del Friuli-Venezia Giulia, Udine.
ODORICO R., GERDOL S., FURLANI S. & CUCCHI F. (2006) - Il promontorio e la Riserva Marina di Miramare. In: Geologia e Turismo, Viaggio nella geologia d'Italia, Bergamo.
ORDINE REGIONALE DEI GEOLOGI FVG (2000) - Sosta 1.4 - Geologia e territorio: il Colle di Osoppo. In: CARULLI G.B. (editore) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste: 322-324, Trieste.
ORI G.G. & VENTURINI C. (1981) - Facies continentali permiane nelle Alpi Carniche. Rend. Soc. Geol. It., 3 (1980): 21-24.
PAIERO G. & MONEGATO G. (2004) - The Pleistocene evolution of Arzino alluvial fan and western part of Tagliamento morainic amphitheatre (Friuli, NE Italy). Il Quaternario. Italian Journal of Quaternary Sciences 16 (1): 185-193.
PARCO NATURALE DOLOMITI FRIULANE (2008a) - Escursioni Parco Naturale Dolomiti Friulane. Trekking delle Bregoline. Parco Naturale Dolomiti Friulane.
PARCO NATURALE DOLOMITI FRIULANE (2008b) - Riserva naturale forra del Cellina - CD-ROM. A cura della Cooperativa STAF-Barcis, Parco Naturale Dolomiti Friulane
PARISI B. (1976) - Aspetti naturali caratteristici delle montagne lombarde. Comitato Scientifico Centrale. Club Alpino Italiano, Arti Grafiche Tamari, Bologna.
PECILE I. & TUBARO S. (2008) - Le guide dei Sentieri Natura. Editrice CO.EL., Udine
PERCO F., SIMONETTI G. & VENTURINI C. (1998) - Riserva Naturale Regionale La Foce dell'Isonzo. Giunti Gruppo Editoriale, 128 pp., Firenze.
PERRI M.C. & SPALLETTA C. (2001) - Hangenber Event al limite Devoniano/Carbonifero al Monte Zermula, Alpi Carniche, Italia. In: PERRI M.C. (a cura di), Giornate di Paleontologia 2001, Giorn. Geol, s. 3, 62 (2000), Suppl: 31-40, Bologna.
PIANO C. & CARULLI G.B. (2002) - Sedimentazione e tettonica giurassica nelle successione del gruppo del Monte Verzegnis (Prealpi Carniche nord-orientali). Mem. Soc. Geol. It., 57: 115-122, Roma.
PICCIN M. & TONIELLO V. (1979), Forme del carsismo superficiale sul Piancavallo (Prealpi Carniche Occidentali). Atti 2º Conv. di Studi sul Terr. della prov. di Pordenone, Piancavallo, 19-21 ott. 1979: 45-60
PICCIN M. (1979) - La carta geomorfologica del Piancavallo. Atti 2º Conv. di Studi sul Terr. della prov. di Pordenone, Piancavallo, 19-21 ott. 1979: 41-44.
PIRINI RADRIZZANI C., TUNIS G., & VENTURINI S. (1986) - Biostratigrafia dell'area sud occidentale dell'anticlinale M. Mia-M. Matajur (Prealpi Giulie). Riv. It. Paleont. Strat., 92 (3): 327-382, Milano.
PISA G. & PANDOLFI M. (1975) - Osservazioni naturalistiche nei dintorni di Casera Razzo (Carnia occidentale). Natura e Montagna, 1-2: 57-78, Bologna.

PISA G. (1965) - Stratigraphie und Mikrofazies des Anis und Ladin der westlichen Karnischen Alpen (Italien). Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21: 193-224, Innsbruck.

PISA G. (1966) - Ammoniti ladiniche dell'alta valle del Tagliamento (Alpi Carniche). Giorn Geol., s. 2, 33: 617-685, Bologna.

PISA G. (1972) - Geologia dei monti a nord di Forni di Sotto (Carnia Occidentale). Giorn. Geol., s. 2, 38: 543-688, Bologna.

PISA G. (1974) - Tentativo di ricostruzione paleoambientale e paleostrutturale dei depositi di piattaforma carbonatica medio triassica delle Alpi Carniche sud-occidentali. Mem. Soc. Geol. It., 13, 35-83, Roma.

PODDA F. (2000) - Sosta 2.7 - Il Monte Auda: un sistema scarpata - bacino, la linea Monte Dof - Auda, la frana storica di Borta. In: CARULLI G.B. (editore) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste: 97-99, Trieste.

PODDA F., MUSCIO G., SCOTTI E. & FANTONI R. (2000) - Sosta 1.2 - La dolomia di Forni. In: CARULLI G.B. (editore) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste: 125-128, Trieste.

POLI D., CABRAS M. & FANZUTTI G.P. (2006) - Variazioni del basso corso del fiume Tagliamento nel 1900. Edizioni "La bassa", 53: 23-45.

POLI M.E. (2009) - La carta geologica del massiccio della Bernadia (Prealpi Giulie meridionali, Friuli, Italia, NE). Rendiconti online Soc. Geol. It. 5 (2009): 168-171.

PONTON M. a cura di, (2000) - Rapporti fra piattaforme e bacini naftogenici: esempi del Triassico superiore. In: CARULLI G.B. (editore) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste: 145-188, Trieste.

PONTON M. (2000a) - Il sistema deformativo del M. Canin. In: CARULLI G.B. (editore) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste: 85-90, Trieste.

PONTON M. (2000b) - La tettonica del gruppo del M. Canin e la linea Val Resia-Val Coritenza (Alpi Giulie occidentali). Mem. Soc. Geol. It. 57 (2002): 283-292.

PONTON M. (2001) - Note geologiche sulle Prealpi Carniche Orientali. In: MUSCIO G. (a cura di), Il fenomeno carsico delle Prealpi Carniche Orientali. Mem. Istit. Ital. di Spel., s. II, 12: 39-57, Udine.

PONTON M. (2007) - Tettonica estensionale nel gruppo del Montasio (Alpi Meridionali orientali). Gortania-Atti Mus. Friul. St. Nat., 27 (2005): 7-15, Udine.

PONTON M. (2008) - Note geologiche sulle Prealpi Giulie Occidentali. In: MUSCIO G. (a cura di), Il fenomeno carsico delle Prealpi Giulie Settentrionali. Mem. Istit. Ital. di Spel, s. II, 20, Udine.

PONTON M. & CARULLI G. B. (2002) - Sosta 4.22 - Passaggio Permiano-Triassico. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 188, BE-MA editrice, Milano.

PONTON M. & CARULLI G.B. con contributi di COZZI A., MUSCIO G., PODDA F. & VENTURINI C. (2002) - Itinerario 4: Da Pordenone a Forni di Sopra per la Val Tramontina, Ampezzo e Sauris. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 173-192, BE-MA editrice, Milano.

PONTON M. & PODDA F. (1995) - Un esempio di scarpata di piattaforma norica lungo la linea M. Dof - M. Auda (Prealpi Carniche). Atti Tic. Sc. Terra, ser. spec., 3: 11-19, Pavia.

PONTON M. & TUNIS G. (1996) - La geologia del massiccio dei Monti La Bernadia (Prealpi Giulie). In: MUSCIO G. (a cura di), Il fenomeno carsico del massiccio dei Monti La Bernadia, Mem. Istit. Ital. di Spel., s. II, 8: 39-48, Udine.

PONTON M., CARULLI G.B., MUSCIO G. & PODDA F. (2002a) - Sosta 4.11 - Rio di Grasia: linea M. Dof Auda. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 184, BE-MA editrice, Milano.

PONTON M., CARULLI G.B., MUSCIO G. & PODDA F. (2002b) - Sosta 4.13 - Frana di Borta. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 184, BE-MA editrice, Milano.

PONTON M., COZZI A., MUSCIO G., PODDA & VENTURINI C. (2002) - Sosta 4.6 - Linea Barcis-Staro Selo e depositi quaternari. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 179-180, BE-MA editrice, Milano.

PONTON M. & TURCO S. (1997) - La Grotta di San Giovanni d'Antro. Geologia dell'area ed evoluzione della cavità. In: MUSCIO G. (a cura di), Il fenomeno carsico delle Valli del Natisone (Prealpi Giulie). Mem. Istit. Ital. di Spel., s. II, 9: 119-126, Udine.

POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R. (1988) - Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. In: WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G.St.C., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A., VAN WAGONER J.C. (eds.), Sea-level changes: an integrated approach. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Pubbl. 42: 125-154.

PRETO N., ROGHI G., GIANOLLA P. (2005) - Carnian stratigraphy of the Dogna area (Julian Alps, northern Italy): tessera of a complex palaeogeography. Boll. Soc. Geol. It., 124, 269-279; Roma.

RABER R. (1997) - Miniera di Cludinico. Comune di Ovaro, 160 pp., Udine

REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA - DIREZIONE CENTRALE RISORSE AGRICOLE, NATURALI, FORESTALI E MONTAGNA (2007) - Una Riserva per la Val Alba - Azione Pilota: La geologia e la geomorfologia (a cura di FLOREANI P). Progetto Ipam, Toolbox, Interreg III B CADSES.

REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA (1974) - Le riserve naturali del Cansiglio orientale. Direzione Regionale Foreste, 20 pg, Udine.

REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA (2005) - Aree Naturali Protette nel Friuli Venezia Giulia. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia. Direzione centrale risorse agricole, naturali, forestali e montagna, 236 pp.

REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA (2006) - Habitat Naturali e Aree Protette. Direzione Centrale Risorse Agricole, Naturali, Forestali e Montagna, 84-89, Udine.

RIVA M., BESIO M., MASETTI D. ROCCATI F., SAPIGNI M. & SEMENZA E. (1990) - La geologia delle valli del Vajont e Gallina. Annali Univ. Ferrara, Sc. della Terra, 2 (4), Ferrara.

ROGHI G. & DALLA VECCHIA F.M. (1997) - The palinology and palaeoenvironment of the Upper Triassic dolomitic/marly sequence of Dogna valley (Udine, Friuli-Venezia Giulia, NE Italy) with reptile trackways. Riv. Ital. Paleont. Strat., 103(2): 183-191, Milano.

ROSSI D., MASETTI D. & MANTOVANI F. (1988) - Carta geologica del territorio friulano compreso tra il T. Arzino e il T. Meduna. Scala 1:25.000. Litogr. Artist. Cartogr., Ferrara.

SANTISTEBAN G. & TABERNER C. (1988) - Sedimentary models of siliciclastic deposits and coral reefs interrelation. In: DOYLE L.J. & ROBERTS H.H. (a cura di), Carbonate-clastics transitions. Developments in Sedimentology, 42: 35-77.

SARTORIO D. (1987) - Reef and open episodes on a carbonate platform margin from Malm to Cenomanian: the Cansiglio example (Southern Alps). Mem. Soc. Geol. It., Vol. XL , Roma.

SCHELLWIEN E. (1892) - Die fauna des Karnischen Fusulinenkalkes. I teil. Palaeontographica, 39: 1-56, Stuttgart.

SCHLAGER W., REIJMER J.J.G. & DROXLER A. (1994) - Higstand shedding of carbonate platform. J. Sediment. Res., 64 (3): 270-281.

SCORTEGAGNA U. & ZANETTI M. (1996, III ediz. 2008) - Escursioni nel Parco Naturale Dolomiti Friulane. Cierre Ed., 305 pp., Verona.

SCORTEGAGNA U. (2008) - Vajont per non dimenticare: un percorso della memoria nel cuore della frana. In: SCORTEGAGNA U. (a cura di), Agenda 2009 del Club Alpino Italiano. Raccontare La Terra - aspetti geologici e geomorfologici delle montagne italiane. Agenda dell'Operatore Naturalistico, a cura del Comitato Scientifico Centrale del CAI.

SCOTTI P. (2000) - Analisi geochimiche di base per lo studio delle rocce madri. In: CARULLI G.B. (editore) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste: 184-186, Trieste.

SCOTTI P., FANTONI R., PODDA F & PONTON M. (2002) - Depositi norici di ambiente atossico nelle Prealpi friulane (Italia Nord Orientale). Mem. Soc. Geol. It., 57: 65-78.

SCRIMALI F. (2001) - Alpi Giulie. Quaranta spettacolari panorami. LINT, 199 pp., Trieste.

SCRIMALI F. (2009) - Alpi Carniche. Trenta spettacolari panoramiche. LINT, 140 pp., Trieste.

SEGRE A.G. (1969) - Linee di riva sommerse e morfologie della pianura continentale italiana relative alla trasgressione versiliane. Quaternaria, 11.

SELLI R. (1963a) - Carta geologica delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. Scala 1:100.000. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.

SELLI R. (1963b) - Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. Giorn. Geol., s. 2, 30: 1-121, Bologna.

SELLI R., TREVISAN L, CARLONI G.C., MAZZANTI R. & CIABTTI M. (1964) - La Frana del Vajont. Giorn. Geol., s. 2 32: 1-154, Bologna.

SEMENZA E. (2001) - La storia del Vajont raccontata dal geologo che ha scoperto la frana. Tecomproject, 280 pp., Ferrara.

SERANDREI BARBERO R. (2000) - Sosta 3.1.7 - I ghiacciai Occidentale e Orientale del Canin dalla fine della Piccola Età Glaciale ad oggi. In: CARULLI G.B. (editore) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste: 97-101, Trieste.

SERPAGLI E. (1967) - I conodonti dell'Ordoviciano Superiore (Ashgilliano) delle Alpi Carniche. Boll. Soc. Paleont. It., 6: 30-111.

SGOBINO F. (1992a) - Geologia e Clima. Parco Naturale delle Prealpi Giulie, 40 pp.

SGOBINO F. (1992b) - Condizioni idrologiche del lago Minisini. In: Atti del convegno "Un lago nel parco". WWF, CRIA, Ass. Pescatori "La macile": 35-46, Gemona.

SGOBINO F. (2001) - Il cono di deiezione. Note geologiche su Gemona. In: Glemone. 78 Congres de Societat Filologjiche Furlane, 45-49. settembre 2001

SGOBINO F. (2006) - Relazione geologica ai fini del progetto PALPIS. Parco delle Prealpi delle Giulie, 19 pp.
SGOBINO F., MAINARDIS G. & CHIUSSI E. (1983) - Geologia, flora, fauna e paesaggio del Gemonese. Comunità Montana del Gemonese, 2 carte, 290 pp.
SIMONETTO L. (2003) - I ghiacciai del Friuli: analisi storica e dati attuali. In MUSCIO G. (a cura di), Glacies. L'età dei ghiacci in Friuli - ambienti, climi e vita negli ultimi 100.000 anni. Ed. Mus. Friul. St. Nat.: 107-111, Udine.
ŠMUC A. (2005) - Jurassic and Cretacicous stratigraphy and sedimentary evolution of the Julian Alps NW Slovenia. Ljubiljana: Založba ZRC. ZRC SAZU, 98 pp.
SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 188, BE-MA editrice, Milano.
SPADEA P. (1970) - Le ignimbriti riolitiche del membro superiore delle Vulcaniti di Rio Freddo, nel Trias medio della regione di Tarvisio (Alpi Giulie occidentali). St. Trent. Sc. Nat., 47 (2): 287-358, Trento.
SPALLETTA C. & PONDRELLI M., 2006 - Stop 7. Pieghe erciniche lungo il Torrente Chiarsò e limite Devoniano/Carbonifero. In: CORRADINI C., MUSCIO G. & SIMONETTO L. (a cura di), Guida alle escursioni, Giornate di Paleontologia, SPI, Trieste 8-11 giugno 2006: 118-122, Ed. Università di Trieste, Trieste.
SPENCE G.H. & TUCKER M.E. (1997) - Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. Sedimentary Geology, 112: 163-193.
STACHE G. (1874) - Die Palaeozoischen Gebiete der Ostalpen. Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., 24: 135-272, Wien.
STEFANON A. (1967) - Formazioni rocciose del bacino dell'Alto Adriatico al largo di Chioggia. Atti Ist. Ven. Sc. Lett. Arti, 125: 79-85.
STEFANON A. & MOZZI C. (1972) - Esistenza di rocce organogene nell'Alto Adriatico di Chioggia. Atti Ist. Ven. Sc. Lett. Arti, 130: 495-499.
STEFANON A. & MOZZI C. (1973) - Rock outcrops in the Northern Adriatic Sea. In: H.C. FLEMMING (ed.), Science Diving, International. Proc. 3rd Scient. Symp. CMAS, BSAC: 203-206.
SUESS E. (1867) - Raibl. In: SUESS E. & MOJSISOVICS E., Studien über die Gliederung der Trias und Jurabildungen in der Nord-östiclen Alpen. Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., 17: 554-582, Wien.
SURIAN N. (2006) - Morfologia e dinamica degli alvei fluviali nel bacino montano. In: BIANCO F., BONDESAN A., PARONUZZI P., ZANETTI M. & ZANFERRARI A. (a cura di), Il Tagliamento. Università di Udine, Cierre edizioni, Circolo Menocchio: 87-91, Sommacampagna (VR).
TALAMO R., PAMPALONI M. & GRASSI S. (1978) - Risultati delle misure di livellazione di alta precisione eseguite dall'Istituto Geografico Militare nelle zone del Friuli interessate dalle recenti attività sismiche. Boll. di Geodesia e Sc. aff., 38 (1): 61-75, Trieste.
TAMBOSCO S. & VAIA F. (1999) - La massa rocciosa della "Rupe" di Cesclans. Gortania-Atti Mus. Friul. St. Nat., 21: 5-32, Udine.
TAMBOSCO S., VAIA F. & VALENT M. (2000) - Sosta 4.3 - Il conoide di Gemona del Friuli. In: CARULLI G.B. (editore) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste: 125-128, Trieste.
TARAMELLI T. (1875) - Dei terreni morenici e alluvionali del Friuli. Ann Sc. R. Ist. Tecn., 8: 14-29, Udine.
TARAMELLI T. (1881) - Carta Geologica del Friuli, rilevata negli anni 1867-74, scala 1:200.000, Pavia.
TELLINI A. (1898) - Intorno alle tracce abbandonate da un ramo dell'antico ghiacciaio del Fiume Isonzo nell'alta valle del Fiume Natisone. Annali R. Ist. Tec., 15: 43, Udine.
TENTOR M., TUNIS G. & VENTURINI S. (1994) - Schema stratigrafico e tettonico del Carso Isontino. Natura Nascosta, 9: 1-32, Monfalcone.
TINTORI A., PUGLIESE N. & CALLIGARIS R. (1993) - The Polazzo Locality. In: TINTORI A. & MUSCIO G. (a cura di), Fossil fish localities of Northern Italy. Field trip guide book. Mesozoic Fishes Symposium: Systematics and Paleoecology, August 1993, pp. 17-18.
THULBORN A. (1990) - Dinosaur tracks. Ed. Chapman and Hall, 410 pp., London, New York, Tokyo, Melbourne, Madras.
TOCKNER K., WARD J.V., ARSCOTT D.B., EDWARDS P.J., KOLLMANN J., GURNELL A.M., PETTS G.E. & MAIOLINI B. (2003) - The Tagliamento River: A model ecosystem of European Importance. Aquatic Science, 65: 239-253.
TOMASCHEK A. (1854) - Bemerkungen über die geologische Verhaeltnisse der Umgebung von Görz. Programm k.k. Akad. Gymnasium in Goerz.
TOMMASI A. (1891) - Contribuzione allo studio della fauna cretacea del Friuli. I fossili di Vernasso presso S. Pietro al Natisone. Atti R. Ist. Veneto Sc. Lett. Arti, 2 (7): 1089-1122, Venezia.
TORRE LEADER S.C.A.R.L. et al. (2007) - Le valli tra il Torre e il Natisone. Piano di Azione Locale del G.A.L. Intervento di Diffusione della Conoscenza e pubblicizzazione dei siti naturalistici
TUNIS G. (2000) - Sosta 4.5 - La successione clastica del Bacino Giulio. In: CARULLI G.B. (editore) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste: 140-142, Trieste.
TUNIS G. & VENTURINI S. (1987) - Nuove osservazioni stratigrafiche sul Mesozoico delle Valli del Natisone (Friuli orientale). Gortania-Atti Mus. Friul. St. Nat., 8: 17-68, Udine.
TUNIS G. & VENTURINI S. (1992) - Evolution of the Southern Margin of the Julian Basin with Emphasis on the Megabeds and Turbidites Sequence of the Southern Julian Prealps (NE Italy). Geologia Croatica, 45: 127-150, Zagreb.
TUNIS G. & VENTURINI S. (2002a) - La sequenza giurassico-paleogenica. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 49-55, BE-MA editrice, Milano.
TUNIS G. & VENTURINI S. (2002b) - Sosta 2.11 - Le gigantesche frane sottomarine di Vernasso. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 143-144, BE-MA editrice, Milano.
TUNIS G. & VENTURINI S. (2002c) - Sosta 2.12 - La piega di Gnidovizza. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 145, BE-MA editrice, Milano.
TUNIS G. & VENTURINI S. (2002d) - Sosta 2.13 - Fitta successione di pieghe a zig-zag presso Obranche. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 145, BE-MA editrice, Milano.
VAI G.B. (1963) - Ricerche geologiche nel gruppo del M. Coglians e nella zona di Volaia (Alpi Carnícbe). Giorn. Geol., s. 2, 30: 137-198, Bologna.
VAI G.B. (1971) - Ordovicien des Alpes Carniques. Mém. BRGM, 73: 437-450.
VAI G.B. (1980) - Sedimentary environment of Devonian pelagic limestone in the Southern Alps. Lethaia, 13: 79-91.
VAIA F. (1997) - Caratteri morfologici delle valli del Natisone. In MUSCIO G. (a cura di), Il fenomeno carsico delle Valli del Natisone. Mem. Ist. It. Spel., s. II, 9: 27-34, Udine.
VAIA F. (2000) - Sosta 4.4.5 - Il lago Minisini di Ospedaletto. In: CARULLI G.B. (editore) - Guida alle escursioni. Società Geologica Italiana - 80° Riunione Estiva, Trieste, 6-8 settembre 2000. Ed. Università di Trieste: 139-140, Trieste.
VAN DER NAT D., SCHMIDT A.P., TOCKNER K., EDWARDS P.J & WARD J. V. (2002) - Inundation Dynamics in Braided Floodplains: Tagliamento River, Northeast Italy. Ecosytems, 5: 636-647.
VENTURA P. & ZBONA TRKMAN B. (2003) - Gorizia, Monte Sabotino, il complesso di S. Valentino, indagini archeologiche e aspetti conservativi. In: I Borghi d'altura nel Caput Adrie, Atti del Conv. Intern., Ed. Erma di Bretschneider 239-257, Trieste.
VENTURINI C. (1981) - Foglio 14 A Tarvisio. In: CASTELLARIN A. (a cura di), Carta Tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000), Pubbl. n. 441, P.F. Geodinamica, CNR.
VENTURINI C. (1983) - Il Paleozoico Carnico: le rocce, i fossili, gli ambienti. Una mostra del Museo Friulano di Storia Naturale di Udine per il Millenario della Città. In Alto, 65 (1982): 39-41, Udine.
VENTURINI C. (1985) - Dalla Carnia all'Adriatico. Il Tagliamento: evoluzione e caratteri di un fiume. In Alto, 67 (1984): 91-107, Udine.
VENTURINI C. (1986a) - I depositi quaternari di Ponte Racli (PN, Prealpi Friulane). Gortania-Atti Mus. Friul. St. Nat., 7 (1985): 37-58, Udine.
VENTURINI C. (1986b) - Permian red beds of the Carnic Alps (Val Gardena Sandstone). In: ITALIAN IGCP 203 GROUP (Ed.), Escursion Guidebook, Field Conference on "Permian and Permo-Triassic boundary in the Western Tethys (N Italy and N Yugoslavia)", July 1986: 58-69, Brescia.
VENTURINI C. (1988) - L'anfiteatro morenico del Tagliamento: evidenze di archi würmiani sepolti nelle alluvioni dell'alta pianura friulana e relative implicazioni glaciali e neotettoniche. Gortania-Atti Mus. Friul. St. Nat., 10: 65-80, Udine.
VENTURINI C. (1990a) - Carta geologica delle Alpi Carniche centro orientali, scala 1: 20.000. S.EL.CA., Firenze.
VENTURINI C. (1990b) - Cinematica neogenico-quaternaria del Sudalpino orientale (settore friulano). Vol. Tematico "Neogene Thrust Tectonics", Studi Geol. Camerti, Vol. Spec.: 109-116, Camerino.
VENTURINI C. (1990c) - Evoluzione tettonica neogenico-quaternaria del settore alpino friulano. In: M. BERNINI & G. PAPANI (a cura di), Neogene Thrust Tectonics: Esempi da Alpi, Appennini e Sicilia, Parma, 8-9 giugno 1990, 35-39, Parma.
VENTURINI C. (1990d) - Geologia delle Alpi Carniche centro orientali. Comune di Udine, Mus. Friul. St. Nat., 36, 222 pp., Udine.
VENTURINI C. (1991a) - Evoluzione geologica e morfologica del Bacino dell'alto Bût. In: Pramosio (Paluzza, Ud), Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia: 69-81, Udine.
VENTURINI C. (1991b) - Il Conglomerato di Osoppo. Gortania-Atti Mus. Friul. St. Nat., 13: 31-49, Udine.
VENTURINI C. (1991c) - The Hercynian structural evolution of the Palaeocarnic Chain. In: Geologia del Basamento Italiano. Convegno in mem. di T. Cocozza. Abstract, 77-79, Siena.
VENTURINI C., a cura di, (1991d) - Tectonics and stratigraphy of the Pramollo basin (Carnic Alps). Giorn. Geol., s. 5, 53(1), pp. 242, Bologna.

VENTURINI C. (2002a) - Itinerario 6. Sosta 6.10, 6.11 e 6.23. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 246-258, BE-MA editrice, Milano.
VENTURINI C. (2002b) - Itinerario 6. Soste 6.17, 6.18, 6.21. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 252-257, BE-MA editrice, Milano.
VENTURINI C. (2002c) - Itinerario 8. Da Paularo al Passo di Pramollo, via Cason di Lanza-Pontebba (km 64). La Catena Paleocarnica con le sue coperture permo-carbonifere e permo-triassice. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 299-304, BE-MA editrice, Milano.
VENTURINI C. (2002d) - Sosta 7.24 - I depositi lacustri tardo-glaciali di Tarvisio. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 289-290, BE-MA editrice, Milano.
VENTURINI C. (2003a) - Il Friuli nel Quaternario: l'evoluzione del territorio. In: G. MUSCIO (a cura di) Catalogo alla Mostra: Glacies. L'età dei ghiacci in Friuli: ambienti, climi e vita negli ultimi 100.000 anni. Comune di Udine, Museo Friul. St. Nat., 23-106, Udine.
VENTURINI C. (2003b) - Un viaggio nel tempo tra cause ed effetti. Glacies l'età dei ghiacci in Friuli: ambienti, climi e vita negli ultimi 100.000 anni. Comune di Udine, Museo Friul. St. Nat., 1-63, Udine.
VENTURINI C. (2006) - Evoluzione geologica delle Alpi Carniche. Carta geologica delle Alpi Carniche. 2 fogli 1:25.000, Ed. Mus. Friul. St. Nat., pubbl. 48, 220 pp., Udine.
VENTURINI C. (2008) - Splendore e rovina di un antico lago, 10.000 anni fa-Presente Quaternario, Olocene) Valle del Torrente But (Alpi Carniche, Italia NE). In: VENTURINI C. (Coord.), Progetto Edu-Geo, www.edu-geo.it, FIST.
VENTURINI C. (2009) - Edu-Geo. Un territorio-laboratorio per la Scuola Superiore. Trekking & Outdoor, Clementi: 64-67.
VENTURINI C. (in stampa) - Si forma, si deforma, si modella. Per capire come il territorio si modifica nel tempo geologico. Museo Geologico della Carnia, Comunità Montana della Carnia, 176 pp.
VENTURINI C., ASTORI A. & CISOTTO A. (2004) - The late Quaternary evolution of central Friuli (NE Italy) as detected through field survey and DEM-derived map analyses. In: PASQUARÈ G, & VENTURINI C. (Eds.), Mapping Geology in Italy, Apat-Servizio Geologico d'Italia, IGC Firenze: 95-106, Selca, Firenze.
VENTURINI C. & CARULLI G.B. (2003) - Neoalpine structural evolution of the Carnic Alps central core (M. Amariana, M. Plauris and M. San Simeone). Atti dell'80° Riunione estiva Soc. Geol. Ital., Mem. Soc. Geol. It., 57: 273-281.
VENTURINI C., DELZOTTO S., PONDRELLI M., FONTANA C., LONGO SALVADOR G., CARULLI G.B. & PISA G. (in stampa) - Foglio 031 Ampezzo (Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000). ISPRA - Servizio Geologico Nazionale.
VENTURINI C. & DISCENZA K. (in prep.) - I depositi mio-pliocenici di Osoppo e Braulìns (Prealpi Carniche): sedimentologia e considerazioni paleo-idrografiche.
VENTURINI C., DISCENZA K. & GARUTI D. (2004) - The drafting project of a composite geosite: the Sutrio palaeolake (Carnic Alps). In: PASQUARÈ G. & VENTURINI C. (Eds.), Mapping Geology in Italy, Apat-Servizio Geologico d'Italia, IGC Firenze: 311-320, Selca, Firenze.
VENTURINI C., PONDRELLI M., FONTANA C., DELZOTTO S. e DISCENZA K. (2001) - Carta geologica delle Alpi Carniche - Geological map of the Carnic Alps, scala 1:25.000 (foglio occidentale Sappada-M. Dimon). 630 kmq, Selca, Firenze.
VENTURINI C., PONDRELLI M., FONTANA C., DELZOTTO S. & DISCENZA K. (2002) - Carta geologica delle Alpi Carniche - Geological map of the Carnic Alps, scala 1:25.000 (foglio orientale M. Tersadia-Ugovizza). 360 kmq, Selca, Firenze.
VENTURINI C. & SPALLETTA C. (1980) - Pramosio (Alpi Carniche): geologia e morfologia. Azienda delle Foreste, Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, 45 pp., Udine.
VENTURINI C., SPALLETTA C. & VAI G.B. (2002a) - Itinerario 6. Sosta 6.29. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 262-263, BE-MA editrice, Milano.
VENTURINI C., SPALLETTA C. & VAI G.B. (2002b) - Sosta 6.32 - Tettonica alpina. La forra fluvio-glaciale del Passo di M. Croce Carnico e l'inversione idrografica dell'alto Bût. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 265-266, BE-MA editrice, Milano.
VENTURINI C., SPALLETTA C. & VAI G.B. (2002c) - Sosta 6.33 - Untere Valentin Alpe: il Devoniano Inf. di periscogliera e l'accavallamento della coltre semimetamorfica ercinica. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002), Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali, Vol. 9 Itinerari, (coord. VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A.): 267-268, BE-MA editrice, Milano.
VENTURINI C., SPALLETTA C., VAI G.B., PONDRELLI M., FONTANA C., DELZOTTO S., LONGO SALVADOR G. & CARULLI G.B., con la coll. di GARUTI D., CIAVATTA D., PONTON M. & PODDA F. (2009) - Note Illustrative al F° 031 Ampezzo (Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000). ISPRA - Dipartimento Difesa dei Suoli - Servizio Geologico Nazionale, 230 pp.
VENTURINI S., SARTORIO D., TENTOR M. & TUNIS G. (2008) - Depositi bauxitici nel Cenomaniano-Santoniano del M. Sabotino (Gorizia, Italia Nord-Orientale): nuovi dati stratigrafici e implicazioni paleogeografiche inerenti il settore Nord- orientale della Piattaforma Friulana. Boll. Soc. Geol. Ital., 127 (2): 439-452, Roma.
VENTURINI S. & TUNIS G. (1992a) - Nuovi dati stratigrafici, paleoambientali e tettonici sul flysch di Cormons (Friuli orientale). Gortania-Atti Mus. Friul. St. Nat., 13 (1991): 5-30, Udine
VENTURINI S., & TUNIS G. (1992b) - La composizione dei conglomerati cenozoici del Friuli: dati preliminari. Studi Geologici Camerti, vol. spec. CROP 1-1A: 285-295.
VENTURINI S. & TUNIS G. (1992c) - Segnalazione di depositi miocenici nella Val Tremugna e presso Osoppo (Friuli). Atti Tic. Sc. Terra, 34 (1991): 39-42, Pavia.
VENTURINI S. & TUNIS G. (1998) - Il Canyon Campano-Maastrichtiano della Val Torre (Prealpi Giulie). Estratto da Atti Tic. Sc. Terra, (Serie speciale) 7: 7-16, Pavia.
VENZO G.A., ULCIGRAI F. & CUCCHI F. (1975) - Studio geologico per serbatoi di laminazione delle piene sul T. Meduna a La Clevata e a Colle (Pordenone). Studi Trentini di Scienze Naturali. Nuova serie, 52 (4): 201-221, Trento.
WILD R. (1984) - A new pterosaur ((Reptilia, Pterosauria) from the Upper Triassic (Norian) of Friuli, Italy. Gortania, Atti Mus. Friul. St.Nat, 5: 45-62, Udine.
ZANFERRARI A. (2006a) - Le fisionomie naturali del bacino. In: BIANCO F., BONDESAN A., PARONUZZI P., ZANETTI M. & ZANFERRARI A., a cura di, (2006) - Il Tagliamento. Università di Udine, Cierre edizioni, Circolo Menocchio, Sommacampagna (Vr).
ZANFERRARI A. (2006b) - Montagne delle Alpi Giulie e Carniche nelle fotografie di Claudio Costerni. In: BIANCO F., BONDESAN A., PARONUZZI P., ZANETTI M. & ZANFERRARI A., a cura di, (2006) - Il Tagliamento. Università di Udine, Cierre edizioni, Circolo Menocchio, 507 pp., Sommacampagna (Vr).
ZANFERRARI A., AVIGLIANO R., GRANDESSO P., MONEGATO G., PAIERO G., POLI M. E., STEFANI C. (2008) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio 065 "Maniago". APAT-Servizio Geologico Nazionale - Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia. Graphiclinea, Tavagnacco (Ud).
ZANFERRARI A., AVIGLIANO R., MONEGATO G., PAIERO G., POLI M.E. & STEFANI C. (2008) - Foglio 066 Udine, scala 1:50.000. Carta Geologica d'Italia. APAT, Regione Friuli Venezia Giulia, 1 Foglio e Note Illustrative.
ZAPPA L., LORENZUTTI D. & GASPARO D. (1998) - Sentiero delle Bregoline. Parco Naturale Dolomiti Friulane.
ZAPPA L., GASPARO D. & LORENZUTTI D., a cura di, (2008) - Biotopi delle Risorgive. Torbiere e paludi della bassa pianura friulana. Regione Friuli Venezia Giulia. Direzione centrale risorse agricole naturali e forestali, 112 pp.
ZENARI S. (1925) - Studio geo-idrologico del bacino del Cellina. R. Magistrato alle Acque, Padova.
ZUCCHINI R. (1998) - Miniere e mineralizzazioni nella provincia di Udine, aspetti storici e mineralogici. Ed. Mus. Friul. St. Nat., pubbl. 40, 148 pp., Udine.
ZUCCHINI R. (2002) - Mineralizzazioni e miniere nelle Alpi orientali. Conv. Mineralogia e ricerca mineraria dal quattrocento ad oggi: 69-80, Venezia.

SITOGRAFIA

http://www.aineva.it/pubblica/neve43/montasio.htm
http://www.vajont.net
http://www.parcodolomitifriulane.it

Le acque del Torrente Resia.

Indici

Elenco del geositi in base al grado di interesse

Sovranazionali

Nazionali

Regionali

Elenco del geositi in base all'interesse scientifico

	interessi scientifici									processi geomorfologici									altri interessi				
	geologia stratigrafica	geologia marina	geologia strutturale	geomineralogia	idrogeologia	mineralogia, petrografia	paleontologia	sedimentologia	geomorfologia	acque sotterranee	fluviale	glaciale, crionivale	gravitativo	lacustre	marino	tettonico	litologico	carsico	didattico	escursionistico	storico, culturale	paesistico, naturalistico	pagina
Alta Valle del Fiume Tagliamento			x					x	X		o		o				o		+			+	100
Altopiano carsico di Foran del Muss	x		x						X	o		o						o	+	+	+	+	142
Altopiano del Montasio									X		o	o							+				130
Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento					x			x	X		o								+				264
Alveo epigenetico di La Clevata					x				X		o	o										+	206
Anticlinale di rampa del Monte Jouf			X						x							o			+	+			200
Anticlinale di Sant'Osvaldo			X						x							o							279
Anticlinale e sinclinale del Monte Plauris	x		X																	+			228
Antico spartiacque di Cimano					x				X		o	o							+				266
Archi morenici presso Sant'Anna di Carnizza									X			o							+				236
Arco naturale di Creta Forata									X			o	o							+		+	75
Arenaria di Val Gardena lungo il Torrente Chiarsò	X																			+		+	48
Banchi sommersi della Mula di Muggia, Trezza Grande e Trezza Piccola		x						x	X		o				o								304
Bocca lagunare di Sant'Andrea		x							X		o				o							+	296
Brecce, filoni e faglie di Malpasso-Pramosio	X		x						x									o					44
Campanile di Val Montanaia									X		o	o	o			o			+	+	+	+	164
Campi solcati del Monte Poviz			x						X			o						o		+		+	140
Campi solcati del Monte Robon			x						X									o		+	+	+	138
Campi solcati di Borgo Grotta Gigante									X									o	+			+	326
Campi solcati di San Pelagio e Grotta Lindner									X									o				+	324
Carsismo dei monti Ciastelat e Pala Fontana									X			o						o		+		+	188
Carsismo del Monte Resettum									X			o						o		+		+	180
Cascata del Rio Cjampeit					X				x		o												151
Cascata del Rio dell'Acqua Caduta					X			x	x		o						o					+	271
Cascata della Cukula					x				X		o											+	245
Cascata di Salino	x				X				x		o						o		+			+	91
Cascate del Rio Boncic					x				X		o	o						o				+	244
Cataclasiti presso le sorgenti della Santissima Trinità			X		x				X	o						o	o		+	+			246
Cava di Monte San Lorenzo	X		x																+				202
Cave romane di Aurisina	X						x														+		322
Circo glaciale di Cima del Cacciatore									X			o								+			128
Colate di detrito e fango del Rio Moscardo					x			x	X		o		o						+				68
Colle di Osoppo	x				x		x	x	X		o			o				o			+	+	261
Colle di Udine			x						X		o	o											280
Conca glaciale del Cjadinut									X			o						o				+	232
Conca glaciale dello Jof di Montasio									X			o							+			+	134
Conca glaciale del Monte Canin									X			o							+			+	136
Conglomerati affioranti presso il ponte sul Torrente Resia	X							x															148
Conglomerati miocenici del Torrente Pontaiba	X		x						x		o					o	o					+	214
Conglomerato di Sorgente Tornidor	X																			+			198
Conoide di deiezione dei Rivoli Bianchi di Tolmezzo									X		o		o						+				110
Conoide di deiezione del Rio Randice									X		o		o						+				88
Conoide di deiezione del Torrente Vegliato					x			x	X		o		o						+				234

	interessi scientifici									processi geomorfologici									altri interessi				
	geologia stratigrafica	geologia marina	geologia strutturale	geomineralogia	idrogeologia	mineralogia, petrografia	paleontologia	sedimentologia	geomorfologia	acque sotterranee	fluviale	glaciale, crionivale	gravitativo	lacustre	marino	tettonico	litologico	carsico	didattico	escursionistico	storico, culturale	paesistico, naturalistico	pagina
Conoide e Magredi dei Torrenti Cellina e Meduna								x	X		o						o					+	276
Cordoni litorali dei banchi d'Anfora, d'Orio e Trataur		x						x	x		o				o								300
Cordoni morenici presso Valbertad (Lanza)									X		o	o							+				52
Creta delle Chianevate e Chialderate	X						x		x			o						o		+		+	36
Deformazioni del Monte San Simeone	x		X						x			o							+				162
Delta del Fiume Stella					x			X	x		o				o							+	294
Delta del Fiume Tagliamento					x			x	X		o				o							+	292
Delta-conoide di Dierico								x	X		o								+				92
Depositi permiani della Creta d'Aip	X		x																	+			56
Depositi pleistocenici di Ponte Arceons-Flaudona			x					x	X		o	o	o						+				76
Depositi sub-glaciali (Esker) di Dierico								x	X			o							+				94
Deposito di contatto glaciale (Kame) di Clavais								x	X		o	o		o					+				96
Deposito di contatto glaciale (Kame) di Illegio								x	X		o			o					+				98
Dinosauri del Villaggio del Pescatore	x						X												+		+		316
Discordanza ercinica del Monte Cavallo di Pontebba	X																			+		+	58
Discordanza ercinica del Monte Zoufplan	X		x						x								o		+				72
Discordanze stratigrafiche al Monte Bruca	X						x																60
Doline di suffusione presso Sauris									X	o			o				o	o	+	+		+	80
Doline ed abissi del Cansiglio	x						x		X	o								o	+	+		+	190
Dune di Belvedere-San Marco								x	X		o				o							+	298
Encriniti del Monte Verzegnis	X							x														+	158
Facies di piattaforma e bacino del Monte Pramaggiore	X								x			o	o							+		+	152
Facies di retroscogliera presso il passo di Cason di Lanza	x						X												+		+		51
Falesia di Duino: Carsismo, Grotta dell'Ultimo Dinosauro	x						x		X						o	o		o		+	+	+	318
Faune eoceniche di Russiz	x						X	x															258
Finestra tettonica di Pert	x		X						x		o						o		+				210
Flore e faune carbonifere del Monte Corona	x						X													+			64
Flysch di Uccea presso Stavoli Tanamea	X		x					x											+				237
Foce dell'Isonzo e Isola della Cona								x	X		o				o					+		+	306
Fontanon di Goriuda					X				x	o								o	+		+	+	145
Fontanon di Timau					x				X	o		o						o	+		+		40
Fontanone Barmàn					X				x	o								o		+		+	225
Fonte Pussa			x		X				x	o	o					o			+		+	+	166
Formazione del Calcare di Monte Cavallo	x						X		x									o	+	+		+	192
Formazione di Lusnizza lungo il Canal d'Incarojo	X								x		o								+				90
Formazioni a Bellerophon e di Werfen lungo il Torrente Bût	X																		+				84
Formazioni a Bellerophon e di Werfen presso Sauris	X								x		o		o									+	78
Forra dei Torrenti Alba e Intralba					x				X		o	o								+		+	114
Forra dei Torrenti Molassa ed Alba									X		o								+			+	185
Forra del Fiume Natisone					x				X		o						o			+	+	+	256
Forra del Torrente Cellina	x				x				X		o							o					186
Forra del Torrente Chiarsò	x				x				X		o						o		+	+	+	+	41
Forra del Torrente Cornappo					x				X		o						o	o		+		+	242

	interessi scientifici									processi geomorfologici									altri interessi				
	geologia stratigrafica	geologia marina	geologia strutturale	geomineralogia	idrogeologia	mineralogia, petrografia	paleontologia	sedimentologia	geomorfologia	acque sotterranee	fluviale	glaciale, crionivale	gravitativo	lacustre	marino	tettonico	litologico	carsico	didattico	escursionistico	storico, culturale	paesistico, naturalistico	pagina
Forra del Torrente Cosa e Grotte di Pradis					X				x		o							o	+	+		+	211
Forra del Torrente Lumiei	x				x				X		o										+		106
Forra del Torrente Venzonassa	x				x				X		o									+		+	233
Forra del Torrente Vinadia									X		o									+			107
Frana del Monte Masereit	x		x						X				o			o			+				112
Frana del Vajont	x				x				X				o			o	o		+		+	+	172
Frana di Borta			x						X		o		o								+		105
Frana di Braulins	x								X				o								+	+	216
Frana sottomarina (olistostroma) di Miramare			X						x				o		o				+		+	+	332
Frana sottomarina (olistostroma) di Vernasso	X						x	x											+				248
Grebani del Golfo di Trieste		x						x	X						o							+	302
Grotta Gigante									X		o							o	+				348
Grotta Nuova di Villanova	x				x				X	o						o	o	o	+		+		344
Gruppo di Raibl	X						x														+		122
Laghi di Fusine e Masso Pirona									X			o		o								+	120
Laghi Zoufplan			x						X			o				o			+	+	+		74
Lago Avostanis	x		x						X			o	o			o	o		+				42
Lago del Predil									X			o		o					+	+		+	124
Lago di Cornino					x				X					o				o	+			+	220
Lago di Doberdò			x		x				X	o								o	+	+	+	+	310
Lago di Ragogna					x				X			o		o								+	272
Lago Dimon	x		x						X		o	o							+	+		+	70
Lago Minisini					X				x			o		o				o				+	270
Lembi eocenici di Stavoli Tugliezzo e del Monte Forcella	X		x		x				x		o						o					+	226
Libri di San Daniele	x								X			o								+	+	+	169
Linea Barcis-Staro Selo: gola del Torrente Susaibes			X		x														+		+		182
Linea Barcis-Staro Selo: Monti Dagn e Cecon			X		x				x		o					o						+	199
Linea della Val Bordaglia	x		X																	+	+	+	32
Linea Fella-Sava	x		X						x							o	o		+				113
Linea tettonica del Monte Dof-Monte Auda presso Casera Bregolina			X						x							o				+			170
Liscione di faglia nel Rio di Grasia			X																+				104
Marmorino di Caneva			x	X															+				196
Massi erratici nel Torrente Resia									X			o											149
Meandri abbandonati del Fiume Stella presso Titiano					x			x	X		o											+	288
Meandri del basso Fiume Tagliamento					x				X		o											+	286
Metamorfi ti erciniche del Monte Avanza	X		x																	+			30
Miniera di carbone di Cludinico				X		x															+	+	354
Miniera di scisti bituminosi del Rio Resartico				X		x															+	+	358
Miniera di zinco e piombo di Cave del Predil-Raibl				X		x	x													+	+	+	356
Miniera medioevale di argento di Pramosio				X		x														+	+	+	352
Nicchie di paleofrana del Monte Cucco e di Rivo									X		o		o						+				86
Olistoliti di Ringans	X				x				x		o						o	o	+	+		+	208
Orme di dinosauro presso Casera Casavento	x						X												+	+			176

	interessi scientifici									processi geomorfologici									altri interessi				
	geologia stratigrafica	geologia marina	geologia strutturale	geomineralogia	idrogeologia	mineralogia, petrografia	paleontologia	sedimentologia	geomorfologia	acque sotterranee	fluviale	glaciale, crionivale	gravitativo	lacustre	marino	tettonico	litologico	carsico	didattico	escursionistico	storico, culturale	paesistico, naturalistico	pagina
Orme e nidi di rettili arcosauri della Val Dogna	x						X												+				146
Paleovalle del Torrente Corno					x			x	X		o	o										+	278
Paleocarsismo del Monte Sabotino	x		x	x			x	x	X								o	o	+	+	+	+	308
Paleofrana delle sorgenti del Torre e depositi lacustri della Val Mea								x	X				o	o						+		+	238
Paleosuoli (alteriti) di Capriva									X										+				260
Palude di Vuarbis					x				X		o			o								+	157
Passaggio Cretacico-Terziario presso Padriciano	X						x												+				330
Passaggio Ordoviciano-Siluriano	X						x													+			67
Pesci e rettili triassici della Valle di Preone	x						X												+	+		+	154
Piattaforma sommersa di Punta Sottile		X							x				o		o								334
Piega del Monte Amariana	x		X						x							o	o			+			108
Piega del Monte Mangart			X																+				129
Piega del Monte Porgeit			X						x			o							+				171
Piega di Gnidovizza	x		X					x											+				254
Pieghe a “zig zag” nel Flysch di Clodig	x		X					x											+				255
Pieghe metriche nella “serie condensata” in Val Zemola	x		X																+				167
Piramidi di terra presso le Sorgenti del Cellina								x	X			o					o			+		+	179
Retroscorrimento della Val Resia			X																+	+	+	+	150
Risorgive del Fiume Timavo					x				X	o	o							o			+	+	314
Risorgive di Virco e Flambro					x				X					o								+	284
Rupe di Cesclans	X							x															161
San Giovanni d’Antro	x				x				X	o	o							o			+		346
Scaglia rossa e calcari selciferi di Casera Ungarina	X				x														+	+			231
Scarpata fluviale di Aonedis	X							x	x		o	o							+				268
Scarpate del Fiume Stella	x				x				X		o								+				290
Scavo paleontologico presso Polazzo	x						X												+				312
Scogliera devoniana del Monte Coglians	X		x				x													+			34
Sinclinale del Monte Lavara	x		X																	+		+	230
Sorgente termale di Monfalcone					X				x									o			+		313
Sorgenti del Fiume Livenza					X				x	o								o	+			+	194
Sorgenti dell’Arzino					x				X	o										+		+	156
Spartiacque di Camporosso					x				X		o								+			+	116
Strati verticali di Bocca di Crosis	x		X		x			x	x							o	o		+	+			240
Stretta di Pinzano e conglomerati miocenici					x			x	X		o	o							+				222
Successione deltizio-lacustre miocenica presso Oltrerugo	x							X											+				212
Successione ercinica rovesciata a Stua di Ramaz	X		x		x																		46
Successione lacustre di Oltreacqua-Rio Bianco	x							X	x		o			o									118
Successione lacustre di Ponte Racli	x							X															204
Successione miocenica in Val Tremugna	x						X		x										+		+		218
Successione permo-carbonifera del Monte Auernig	X						x	x															62
Successione permo-carbonifera del Monte Carnizza	X						x																66
Successione triassica del Monte Bivera	X		x																+	+		+	82
Terrazzi fluviali del Torrente Meduna					x				X		o											+	275

	interessi scientifici									processi geomorfologici									altri interessi				
	geologia stratigrafica	geologia marina	geologia strutturale	geomineralogia	idrogeologia	mineralogia, petrografia	paleontologia	sedimentologia	geomorfologia	acque sotterranee	fluviale	glaciale, crionivale	gravitativo	lacustre	marino	tettonico	litologico	carsico	didattico	escursionistico	storico, culturale	paesistico, naturalistico	pagina
Terrazzi fluviali di Claut			x						X		o								+			+	177
Terrazzo di Pozzuolo del Friuli			x						X							o			+				282
Torbiera d'alta quota presso il Pian di Lanza			x						X			o						o		+	+	+	54
Torbiera di Borgo Pegoraro					x				X			o		o								+	274
Torbiera di Casasola					x				X			o		o								+	273
Torrioni di Monrupino	x								X								o	o	+		+	+	328
Val Rosandra	x		x		x		x		X	o	o		o			o		o	+	+	+	+	335
Valle glaciale del Torrente Saisera									X			o								+		+	126
Valle sospesa del Passo di Monte Croce Carnico			x						X		o	o						o	+		+		38
Valle sospesa di Pradolino									X		o		o					o					253
Valli glaciocarsiche di Col delle Lastre									X			o						o		+		+	189
Vulcaniti di Rio Freddo	x					X														+			125

Il fronte meridionale dell'Anfiteatro morenico su cui sorge San Daniele del Friuli.

Autori delle fotografie

Fabrizio Antonioli: 334a
Ezio Anzanello: 190, 191a
Lucio Apicella: 337b
Archivio Commissione Grotte E. Boegan: 195a
Archivio Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine dell'Università degli Studi di Trieste: 80, 172, 175b, 216, 222, 246, 277, 292, 295b, 300, 307a, 315b, 319b-c, 322, 323a, 340
Archivio Museo della Rocca di Monfalcone-Sezione Paleontologica: 123 b, 312a-b
Archivio Museo Friulano di Storia Naturale di Udine: 35c, 35d, 65a-b-c-d, 67b, 83b, 89a, 147a, 155a-b-c-d, 160b-c, 177a, 193c, 213a, 219a-b-c, 251a-b, 252a-b-c, 259b, 263, 274, 285b, 350, 353b, 357a-b, 359c
Archivio Museo Civico di Storia Naturale di Trieste: 317
Maurizio Buttazzoni: 245a-b
Mauro Caldana: 177 c
Giovanni Battista Carulli: 100, 101a-b-c, 102b, 103, 104, 150, 161, 200, 202, 203c, 208, 209b-c-d, 227b, 238, 239a-c, 240, 241a-b, 247b-c, 293b, 307b
Giacomo Casagrande: 140
Andrea Cijan: 121b, 126
Antonio Cossutta: 13, 167, 168, 170, 179, 182, 184, 187a
Andrea Cozzi: 153
Franco Cucchi: 24, 81b, 174, 310, 311b, 314, 315a, 320, 324, 325a, 326, 327a-b, 328, 329a-b, 336, 339a
Fabio Marco Dalla Vecchia: 146, 176, 177b, 258, 259a-c
Adalberto D'Andrea: 34, 50, 71b, 138, 139a-b, 141a-b, 144b, 220, 221b, 243a, 248, 344, 345a-b-c, 346, 347a-b-c-d, 355a, 359b
Marco Di Lenardo (Parco Naturale delle Prealpi Giulie): 6, 136, 142, 143a-b-c, 144a, 225a-b, 229, 230, 232a, 341, 358
Alessio Fabbricatore: 348, 349
Billy Figus: 40a, 81a, 90b, 106a, 115a, 149a, 183b, 185, 188b, 189a, 206, 207a, 210b, 215a, 221c, 223b, 275, 339b
Furio Finocchiaro: 15, 22, 23, 56, 78, 79a-b, 83c, 84, 90a, 91b-c, 95a, 105, 106b, 107b, 109, 113a-b, 116, 119, 120, 121a, 125a-b, 128, 130, 133e, 148, 149 b, 151a-b, 157a-b, 165a-b, 175a, 189b, 198a-b, 205a, 207b, 214, 215b, 221a, 226, 227a, 235, 239 b, 247a, 250, 253, 266, 267b, 271a-b-c, 273, 278, 280, 281b, 283a-b, 284, 285a, 293a, 325 b, 329c, 356, 357c, 360, 380
Giulia Finocchiaro: 370
Onelio Flora: 72
Alessandro Fontana: 282, 288, 289, 290, 291, 294, 297
Giorgio Fontolan: 293c
Stefano Furlani: 321a-b, 333, 334b
Dario Gasparo: 337a
Santo Gerdol: 9, 112, 114, 115c, 121c, 127a, 129, 166, 178, 242, 243b, 244a, 255a, 256, 257a-b, 311a, 323b
Emiliano Gordini: 302, 303
Barbara Grillo: 27, 180, 188a, 191b-c, 192, 193a-b-d, 195b-c, 196, 197, 233b, 276
Francesca Macorini: 316
Paolo Maddaleni: 353a-c
Ruggero Marocco: 260a-b, 298, 299a-b, 301, 304
Andrea Mocchiutti: 139c-d
Giuseppe Muscio: 40b, 44, 45a, 68, 75a-b, 76, 88, 91a, 98, 147 b, 154, 160 d, 163, 201, 203a-b, 210a, 249b, 261, 354, 355 b, 359a
Roberto Odorico (Area Marina Protetta di Miramare): 332
Ivo Pecile: 4, 11, 17, 31a-b, 35b, 36, 41, 55a, 57b, 59b, 82, 83a, 87a, 99, 102a, 122, 127b, 132, 134, 145a, 152, 159, 162, 164, 169, 171, 173, 181b, 183a, 211a-b, 224, 231b, 244b, 245c, 352
Stefano Piasentier: 305
Maurizio Ponton: 25, 123a, 144c, 158, 160a, 199, 209a, 265
Nevio Pugliese: 330, 331c-d-e
Rodolfo Riccamboni: 16, 21, 26, 295a, 306, 318, 319a, 331a-b-f
Giuliano Sauli: 55b
Dario Sartorio: 187b
Furio Scrimali: 19, 29, 32, 33b, 35a, 43c, 107a, 131a, 135a-b, 137a, 139e, 233a
Federico Sgobino: 227c, 231a, 232b, 236
Luca Simonetto: 37b, 43a, 51a-b-c, 62, 64, 67a-c
Margherita Solari: 12, 37d, 156
Umberto Tognolli: 181a-c
Vladimiro Toniello: 194
Giorgio Tunis: 237, 254, 255b, 308, 309a-b
Elido Turco: 38, 61a, 66b, 108, 111c, 124, 133d, 186, 223a, 249a, 257c, 270, 272
Aldo Valmassoi: 141c
Corrado Venturini: 30, 33a, 37a-c, 39, 42, 43b-d, 45b-c, 46, 47a-b, 48, 49a-b-c-d, 52a, 53a-c, 57a, 58, 60, 61b-c, 63a-b-c, 66a, 69a-c, 70, 71a-c, 73, 74, 77, 85, 86, 87b, 89b, 92, 93, 94, 95b-c, 96, 97a-b, 110, 111b, 118, 133a-b-c, 145b, 204, 205b-c, 212, 213b-c, 223c, 262a-c, 267a, 268, 269, 279, 281a, 286a-b
Viviana Zago: 217, 228, 234, 264
Marco Zancani: 54
Luca Zini: 335
Roberto Zucchini: 218, 351, 353d-e

Un particolare ringraziamento alla Casa Editrice Tabacco (Tavagnacco, Udine) che, con estrema cortesia, ha acconsentito alla riproduzione di alcuni stralci delle proprie carte topografiche alla scala 1:25.000 e 1:100.000.

Redatto dal **Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine** dell'Università degli Studi di Trieste
e dal **Museo Friulano di Storia Naturale** di Udine

Responsabile del progetto: Giorgio Lizzi (Direttore del Servizio Geologico)
Coordinatore cartografia geologica regionale: Mario Ravalico (Servizio Geologico)

Redazione: Franco Cucchi e Furio Finocchiaro (Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine dell'Università degli Studi di Trieste) e Giuseppe Muscio (Museo Friulano di Storia Naturale di Udine)

con contributi di: Corrado Venturini (Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali dell'Università degli Studi di Bologna), e Giovanni Battista Carulli (Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine dell'Università degli Studi di Trieste)

e di: Santo Gerdol, Billy Figus, Deborah Arbulla, Antonella Astori, Barbara Buttignol, Fabio Marco Dalla Vecchia, Katiuscia Discenza, Giovanni Paolo Fanzutti, Alessandro Fontana, Giorgio Fontolan, Stefano Furlani, Daniele Garuti, Adriano Gilli, Emiliano Gordini, Barbara Grillo, Paolo Maddaleni, Ruggero Marocco, Mattia Matarazzo, Andrea Mocchiutti, Giovanni Monegato, Ivo Pecile, Maurizio Ponton, Nevio Pugliese, Umberto Sello, Luca Simonetto, Claudia Spalletta, Giorgio Tunis, Gian Battista Vai, Marco Venier, Luca Zini, Roberto Zucchini.

Progetto grafico
Giuseppe Muscio con la collaborazione di Elido Turco e Rodolfo Riccamboni

Foto di copertina di Furio Finocchiaro

Volume omaggio, vietata la vendita

Tipografia Arti Grafiche Friulane / Imoco spa, Udine
Stampato a cura del Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine dell'Università degli Studi di Trieste
per conto della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici, Servizio Geologico